



Morphodynamique de dunes sous-marines en contexte de plate-forme mégatidale (Manche orientale). Approche multi-échelles spatio-temporelles

Y. Ferret

► To cite this version:

Y. Ferret. Morphodynamique de dunes sous-marines en contexte de plate-forme mégatidale (Manche orientale). Approche multi-échelles spatio-temporelles. Interfaces continentales, environnement. Université de Rouen, 2011. Français. NNT: . tel-00687085

HAL Id: tel-00687085

<https://theses.hal.science/tel-00687085>

Submitted on 12 Apr 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



UFR de Sciences et Techniques

Ecole doctorale Normande Biologie Intégrative, Santé, Environnement (EdNBISE)

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE ROUEN

présentée par

Yann FERRET

Discipline : Géologie
Spécialité : Sédimentologie marine

**MORPHODYNAMIQUE DE DUNES SOUS-MARINES EN
CONTEXTE DE PLATE-FORME MEGATIDALE
(*MANCHE ORIENTALE*).
Approche multi-échelles spatio – temporelles.**

Soutenue le 4 février 2011,
à l'Université de Rouen

Devant le jury composé de :

BERNE SERGE
VAN LANCKER VERA
TRENTESAUX ALAIN
VALANCE ALEXANDRE
LAFITE ROBERT
GARLAN THIERRY
LE BOT SOPHIE

Professeur, Université de Perpignan
Docteur, Chercheur au MUMM (Bruxelles)
Professeur, Université de Lille
C.R., Université de Rennes
Professeur, Université de Rouen
Ingénieur SHOM, HDR
MdC, Université de Rouen

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Directeur
Co-Directeur
Co-Directeur

REMERCIEMENTS

Ce manuscrit de thèse est l'aboutissement de 4 années de labeur mêlant acquisition de données en mer, dépouillements de données, analyses et rédaction. Bien que le travail de doctorat ne soit souvent associé qu'à une seule personne, une thèse est parsemée de rencontres humaines et/ou scientifiques qui permettent d'avancer. Avant de rentrer dans le vif du sujet et de parler de Sciences, je tiens à remercier toutes les personnes qui m'ont aidé et soutenu durant ce travail.

Tout d'abord, je souhaite remercier les personnes qui sont à l'initiative de ce projet et qui ont encadré mon travail : Sophie Le Bot (Université de Rouen), Robert Lafite (Université de Rouen) et Thierry Garlan (SHOM). Je vous remercie de m'avoir accordé votre confiance tout au long de cette thèse. Je souhaite à tout thésard d'avoir un tel encadrement !

Sophie est la plus géniale des directrices de thèse, que ce soit d'un point de vue scientifique ou d'un point de vue humain. Son sempiternel optimisme m'a de nombreuses fois sauvé de coups de blues latents. J'ai apprécié nos discussions quasi-quotidiennes sur la thèse, et sur la vie en général. Cela a été un réel plaisir de travailler avec toi et merci d'avoir toujours eu confiance en moi. Au passage, j'en profite pour m'excuser auprès de sa belle petite famille pour les soirées, voire nuits, où Sophie était trop occupée à relire, examiner, corriger, etc. mon travail.

Robert, qui malgré ses multiples responsabilités, a toujours été une oreille attentive tout le long de cette thèse. Je le remercie de sa patience, de sa diplomatie (et il en faut quand on est fassé à une tête de mule comme moi), de son enthousiasme et de sa gentillesse. Je te promets Robert qu'à partir de maintenant je vais mieux m'organiser et que je vais arrêter mon sport favori : la procrastination.

Je remercie Thierry pour nos discussions passionnées sur les dunes, ou la sédimentologie en général, lors de mes trop rares passages au SHOM, et également pour la grande liberté qu'il m'a laissée durant toute cette thèse. Merci d'avoir été là lors de mes périodes de doutes, j'ai réellement apprécié travailler avec toi.

Je vous remercie tous les trois de la compréhension dont vous avez fait preuve à mon égard lors de ce doctorat : de m'avoir mis la pression quand il fallait me booster « un peu » et de m'avoir laissé tranquille lorsque ma tête n'était pas à la Science.

Je tiens également à remercier Vera Van Lancker (Chercheur au MUMM, Bruxelles), Serge Berné (Université de Perpignan), Alain Trentesaux (Université de Lille) et Alexandre Valance (Université de Rennes) qui ont pris de leur temps pour rapporter et examiner mon travail. Du fait de leur expertise dans des domaines variés (allant du sédiment au benthos, en passant par la physique des processus et la géophysique), leurs remarques m'ont permis de voir d'un autre œil le travail que j'avais réalisé et d'améliorer ce manuscrit.

Je remercie l'ensemble du laboratoire M2C de Rouen de leur accueil et pour m'avoir permis d'être moi-même toutes ces années.

Michel, dit « Mich-Mich », l'homme de toutes les circonstances : MacGyver n'a qu'à bien se tenir ! Il a été mon papa du laboratoire : toujours prêt à m'accompagner lors de mes campagnes en mer (de la préparation à la réalisation), toujours une blague en réserve pour remonter le moral. Pendant toute cette thèse, nous avons bien travaillé, mais aussi et surtout bien rigolé. Merci de ta disponibilité, de ta simplicité et de ta gentillesse : tu es un pilier du labo.

Julien, l'homme du ch'Nord qui n'a même pas l'accent (faut assumer dans la vie !). Il m'a bien aidé lors de mes débuts de thésard à maîtriser les appareils de mesure (parce que, fut un temps, lui aussi a fait du terrain...enfin c'est ce qu'il dit !). Par la suite, il m'a souvent soutenu lors des moments durs de la thèse et de la vie, je ne le remercierai jamais assez pour ça. Maintenant que tout va bien, je te promets que lorsque je viendrai manger chez toi, je ne resterai que pour manger, et plus 3 ou 4 jours !

Valérie, alias Tata Valérie, une maman et une amie pour beaucoup de personnes au laboratoire (moi y compris !). Merci de ta bonne humeur quasi-permanente, de ta sagesse, de m'avoir débauché pour des pauses café (mais, à chaque fois pour parler Sciences... si si, c'est vrai !) et des bons gueuletons offerts gracieusement aux pauvres petits thésards que nous étions (par contre, je te rappelle que le riz

complet ne se marie pas forcément bien avec tout !). J'aimerai être comme toi quand j'aurai 36 ans (34+2) !

Michel, benthologue amoureux de la Baie de Somme, dont la connaissance des organismes peuplant les fonds marins de la région m'a été d'un grand secours. Merci pour les relectures des parties benthos, et tes conseils toujours ponctués de petites blagues.

Matthieu, ou « Stat-man » !! Merci, ô valeureux rugbyman, d'avoir passé du temps à m'expliquer cette discipline obscure de prime abord : les statistiques !

Nicolas, le pont de la bandelette et de la figure abstraite (enfin, selon lui les ondelettes veulent dire quelque chose...). Merci de m'avoir aidé à comprendre et analyser ces fameuses figures colorées.

Maria, qui m'a souvent (voire toujours) évité de me prendre la tête avec tout un tas de soucis d'ordre administratifs, et cela, sans jamais rien attendre en retour. On ne te le dit pas assez souvent : Merci de te soucier de tes p'tits jeunes à ce point.

Jean-Paul, dont les nombreuses années de carrières n'ont pas émoussé la curiosité scientifique : toujours prêt à discuter pendant des heures sur un graphe ou une figure aperçu sur l'imprimante. Je ne suis pas hydrogéologue, mais tes explications onomatopées et gestuelles m'ont toujours convaincu !

Martine, avec qui les roches ont du souci à se faire : faut pas l'énerver sinon elle les coupe en tranches ! Merci de ta gentillesse.

Abdel, qui du fait de la mitoyenneté de nos bureaux, a dû parfois supporté ma musique lors de craquages.

En cette fin de parcours, j'ai une pensée particulière pour Anne que j'ai eu la chance de côtoyer au début de cette thèse et dont j'ai apprécié la bonne humeur, les conseils, les blagues et le courage. Je pense régulièrement à toi et à nos discussions humano-socialo-scientifique.

Je remercie également toute la branche caennaise du laboratoire M2C. En particulier, je remercie Bernadette Tessier de l'aide qu'elle m'a apporté lors des mesures sismiques et de leurs interprétations. Les discussions que nous avons eues et les conseils que tu m'as donnés m'ont aidé à avancer dans ce travail.

Je souhaite remercier la petite, mais efficace et sympathique, équipe des sédimentologues du SHOM – Patrick, Yann et Isabelle – pour leur disponibilité sans faille et leur gentillesse.

Je remercie tous mes compagnons d'infortune, à savoir récents docteurs, ou encore docteurs en devenir... Bref, tous les thésards qui ont fait un bout de chemin à mes côtés et qui ont participé à la bonne ambiance générale.

Le mémorable et l'irremplaçable Smaïl, dont l'humanité et la bonne humeur permanente ont été un régal tout le long de cette thèse. Véritable mentor journalistique (bon, c'est vrai, j'avais une bonne base), je suis heureux d'être monté à Rouen et d'y avoir trouvé un ami tel que toi. Je te suis très reconnaissant d'avoir été et d'être là pour moi en toutes circonstances ! Et comme le disait un grand chercheur : « c'est un parcours qui s'achève, un autre qui commence ! ».

Amer, dont la sagesse et le calme m'ont souvent permis de ne pas partir en vrille. Le seul scientifique à aller à des colloques vêtu d'un short orange et d'une chemise verte (Ouais, il a bon dos le daltonisme). Un grand Merci à toi et à Djamila de m'avoir accompagné lors de mes moments durs (un bon couscous, ça remonte toujours le moral... surtout quand y a des petits pois dedans !).

La trop gentille Johanna, dit Johanito dont les scénarii faisaient envie à Jean-Claude VanDamme et à laquelle il ne fallait pas laisser un paquet de BN plus de 5 minutes si on souhaitait en manger !

~~Olivier, modélisateur des grains de sable en tous genres et calculateur de flux très performant. Un bien bon grand Merci à toi pour la Science et surtout pour le reste... Hublot power !!~~

PAD, l'autre marin parmi les thésards rouennais et, accessoirement, mon voisin de bureau. Merci d'avoir supporté les odeurs de café (elle est pas hermétique ta boîte, j'vois qu'ça !), la musique et mes sautes d'humeur (surtout vers la fin). Garde ce grain de folie qui te caractérise et qui m'a bien fait marrer. Du courage Pierre, la fin est proche, et à la revoyure marmouset !

Joël, dit « JoJo » the most English of all PhD students in the laboratory. Thank you for the great evenings, great discussions and good laughs : Rouen walls should be wary of you! Sorry for my English, but you have not corrected the text.

La belle cors... euh non, sarde, Sérafina, qui est venu en Normandie avec une bonne dose de sourire et de gaité. Elle avait également dans son sac quelques chansons qu'elle a réussi à me mettre dans la tête (« bella ciao, bella ciao... », « Nandé nouméou, nandénouméou... » et des moins connues « Yann il est tout frisé, parce que c'est ... tra-la-lera-... »). Et que serait Séra sans son Matiouu ? Je vous remercie tous les deux d'être comme vous êtes : Nastrovié !!

Maité, la plus caillouteuse des microbes, qui a élevé le papotage au rang d'art (et, malgré nos moqueries, on aime bien ça !).

Une pensée à tous les autres bâtisseurs de la Science nouvelle : Bastien, grand Klimataulogue en devenir et avec lequel il ne faut jamais commander un « Coco dans el'bar » ; La Frite, 1,90 m de gentillesse qui a toujours répondu présent pour m'aider lors de cette thèse ; Anne, qui est maintenant à Caen-Cherbourg, mais qui fait partie intégrante du labo de Rouen (Promis on va venir te voir !) ; le grand Issa, Rolf le sage, Sanae, Bouba, Julie et Maxence.

Un petit mot pour les anciens, qui nous avaient tracé la route : Alex, qui m'a souvent donné de judicieux conseils sur ma vie et la vie en général, et David, expert ès granulats marins et en bonne bouffe.

Je remercie vivement les stagiaires qui m'ont beaucoup aidé durant cette thèse : Firmin Carpentier, Bastien Dieppois, Julien Da Silva, Adeline Jannot et Sophie Joimel. Sans eux, la thèse aurait vraisemblablement encore duré plus longtemps. Merci pour les dizaines de granulométries réalisées pour moi, pour le tri et l'identification du benthos. J'espère ne pas avoir été trop chiant avec vous et que le stage vous a apporté quelques satisfactions.

Je remercie également toutes les personnes qui sont venues m'aider sur mes différentes campagnes en mer, bravant parfois leur mal de mer : Valentin, Johanna, Julie, Rolf, Issa, Firmin, Bastien, Amer, PAD, Guillaume, Smaïl, JoJo, Valérie.

Une pensée particulière pour ceux, hors laboratoire, qui m'ont souvent apporté des bouffées d'oxygène nécessaires au maintien de ma santé psychologique. Julie et Gil-O-Man, avec qui j'ai passé pas mal de soirées (mais à chaque fois, j'étais à 8h au labo le lendemain... normal, j'y prenais juste une bière !) pendant lesquelles j'ai bien rigolé ; Merci Agnès et Joël pour la relecture capeloesque et pour votre soutien en général ; les kabyles de Rouen et d'ailleurs, dont j'ai adoré (et adore toujours) la gentillesse, la simplicité et les couscous ! Je remercie Aurélie pour l'aide qu'elle m'a apporté avant et durant cette thèse.

Bien évidemment, « Merci Papa, merci Maman » ... (et merci Gaël ! (mais ce n'était pas dans les paroles)). Je remercie particulièrement ma famille de m'avoir soutenu depuis toujours et de m'avoir laissé la liberté de faire ce que je voulais de ma vie. Ca vaut ce que ça vaut, mais je vous dédie cette thèse !

Enfin, je remercie Céline qui m'a accompagné ces derniers temps (et qui continue... la pauvre !), et a donc subi mon humeur changeante – entre fatigue, crise de nerfs et euphorie – sans jamais sourciller. Merci de ta patience, de ta compréhension... en d'autres termes, merci de me supporter ! Maintenant, on part vers de nouvelles aventures qui, j'en suis sûr, seront belles ! Du bist der coolste nenetten !

Bref, par ces quelques mots, je souhaite dire un ENORME MERCI à toutes les personnes qui m'ont accompagné, soutenu, aidé (et cela, quelle que soit la manière) pendant ce combat doctoral. Je m'excuse pour les personnes que j'ai oublié de citer et de remercier : il est dur de se remémorer 4 ans de vie sans aucun oubli.

Bon, maintenant, en avant la Science !!!

Sommaire

INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE I – CONTEXTE GENERAL	7
I. Etat de l’art sur les dunes sous-marines	9
I.1. Caractérisation des dunes	9
I.1.1. Occurrence et environnements de dépôt.....	9
I.1.2. Morphologie	10
I.1.2.1 L’amplitude et la longueur d’onde des dunes.....	11
I.1.2.2 Morphologie transversale	12
I.1.2.3 Morphologie longitudinale	14
I.1.2.4 Structuration des dunes.....	15
I.1.2.5 Corps surimposés.....	16
I.1.3. Influence des paramètres du milieu	17
I.1.3.1 Rôle des courants.....	17
I.1.3.2 Influence des caractéristiques sédimentaires	18
I.1.3.3 Influence de la profondeur d’eau.....	20
I.1.3.4 Domaines de stabilité des dunes	20
I.1.3.5 Zonation des corps sédimentaires	21
I.1.4. Synthèse.....	22
I.2. Formation et évolution des dunes	23
I.2.1. Formation	23
I.2.2. Mécanismes hydro-sédimentaires à l’échelle des dunes	24
I.2.2.1 Impacts de la morphologie sur l’écoulement.....	25
I.2.2.2 Influence du mode de transport sédimentaire sur l’évolution des dunes.....	26
I.2.3. Evolution, migration et structure interne.....	28
I.2.3.1 Variabilité de la vitesse de migration	28
I.2.3.2 Dynamique liée au forçage tidal.....	30
I.2.3.3 Influence des processus non-tidaux	31
I.3. Enregistrements de la migration : structures internes des dunes	32
II. Zone d’étude.....	36
II.1. Cadre géographique.....	36
II.2. Contexte hydrodynamique.....	37
II.2.1. La marée et les courants tidaux associés	37
II.2.2. Les régimes des vents et de la houle	39

II.2.2.1	Les vents.....	40
II.2.2.2	La houle.....	41
II.3.	Contexte morpho-sédimentaire	43
II.4.	Le compartiment benthique.....	45
II.4.1.	Généralités.....	46
II.4.2.	Les communautés et habitats benthiques en Manche orientale.....	47
III.	Méthodologie d'étude.....	50
III.1.	Stratégie d'étude.....	50
III.1.1.	Caractérisation de l'hydrodynamisme.....	51
III.1.2.	Caractérisation du fond marin	52
III.1.2.1	Etude des formes sédimentaires et des sédiments superficiels.....	52
III.1.2.2	Etude de l'architecture interne des corps sédimentaires.....	55
III.1.3.	Etude de l'évolution de la morphologie et de la nature du fond.....	56
III.2.	Données utilisées.....	57
III.2.1.	Données préexistantes	57
III.2.2.	Données nouvelles acquises	58
III.3.	Méthodes de traitement et d'analyse des données.....	62
III.3.1.	Post-traitement des données in situ	62
III.3.1.1	Les données bathymétriques.....	62
III.3.1.2	Les données de sonar à balayage à latéral	64
III.3.1.3	Les données sismiques	65
III.3.2.	Traitement des données	66
III.3.2.1	Le Système d'Informations Géographiques (SIG)	66
III.3.2.2	Traitements statistiques	66
III.3.2.3	Analyse en ondelettes continues des chroniques météorologiques et hydrodynamiques.	68
IV.	Conclusions.....	70
CHAPITRE II . CARACTERISATION HYDRO-MORPHO-SEDIMENTAIRE		71
I.	Hydrodynamisme	73
I.1.	Conditions météorologiques.....	74
I.2.	Hydrodynamisme lié aux courants tidaux	77
I.3.	Influence des vents sur l'hydrodynamisme	79
I.4.	Comparaison avec les résultats de simulations d'un modèle hydrodynamique.....	83
II.	Morphologie des dunes sous-marines	86
II.1.	Les corps sédimentaires et les grands ensembles morphologiques	87

II.2.	Caractéristiques des dunes.....	89
II.2.1.	Méthodologie.....	90
II.2.2.	Résultats	91
II.2.2.1	Caractérisation par analyses de données multivariées (ACP)	91
II.2.2.1	Typologie des morphologies et distribution spatiale	95
II.3.	Discussion	97
II.3.1.	Relations entre hauteur et longueur d'onde / largeur des dunes	97
II.3.2.	Relations entre morphologie et profondeur d'eau	98
III.	Sédiment.....	102
III.1.	Granulométrie du sédiment dunaire	102
III.1.1.	A l'échelle de la zone d'étude	102
III.1.1.1	Evolution granulométrique associée au gradient Ouest - Est	102
III.1.1.2	Typologie des sédiments par analyses de données multivariées	107
III.1.2.	A l'échelle de la dune	111
III.2.	Nature du sédiment.....	113
III.3.	Faciès morpho-sédimentaires	117
III.3.1.	Les faciès observés au sonar à balayage latéral.....	117
III.3.1.1	Définition des faciès acoustiques sonar.....	117
III.3.1.2	Caractérisation des faciès sédimentaires	119
III.3.2.	Les faciès observés avec les systèmes de classification automatique des fonds .	123
III.3.3.	Répartition des faciès morpho-sédimentaires le long du gradient.....	125
IV.	Le Benthos.....	127
IV.1.	Stratégie d'échantillonnage et méthodologie	127
IV.2.	Caractérisation du benthos à l'échelle de la zone d'étude	129
IV.2.1.	Caractérisation par analyses de données multivariées (AFC)	130
IV.2.2.	Description des groupes faunistiques le long du gradient	132
IV.2.2.1	Le secteur Ouest (boîte A).....	134
IV.2.2.2	Le Secteur Centre (Boîte B)	134
IV.2.2.3	Le Secteur Nord – Est (Boîte D)	134
IV.2.2.4	Synthèse	135
IV.3.	Caractérisation du benthos à l'échelle de la dune.....	136
IV.3.1.	Tendances générales	136
IV.3.2.	Caractérisation par analyses de données multivariées (AFC)	136
IV.4.	Synthèse et discussion	140
IV.4.1.	Variabilités inter- et intra-dunes des espèces.....	140
IV.4.2.	Le benthos de l'échelle du gradient à l'échelle de la dune.	141

V. Complexité du milieu dunaire : relations entre morphologie, hydrodynamisme, sédiment et benthos	144
VI. Conclusions	152
CHAPITRE III . DYNAMIQUE DES DUNES DU CYCLE SEMI-DIURNE AU PAS DE TEMPS ANNUEL.	155
I. Le transport sédimentaire	157
I.1. Généralités.....	158
I.1.1. Les différents modes de transport.....	158
I.1.2. Les paramètres physiques clefs	159
I.1.2.1 La tension de frottement	159
I.1.2.2 Le seuil de mise en mouvement	163
I.1.2.3 Cas particulier du sédiment hétérométrique	164
I.1.3. Définitions et choix des formules de transport sédimentaire.....	165
I.1.3.1 Choix des formules.....	167
I.1.3.2 Yalin (1963).....	167
I.1.3.3 Van Rijn (1984).....	168
I.1.3.4 Wu et al. (2000).....	169
I.1.3.5 Wilcock et Crowe (2003)	170
I.1.4. Comparaison des différentes formulations retenues.....	171
I.2. Tests de sensibilité.....	172
I.2.1. Influence de la granulométrie	172
I.2.2. Influence de la houle	177
I.3. Résultats	178
I.3.1. Seuils de mise en mouvement à l'échelle de la zone d'étude.....	179
I.3.1.1 Analyse spatiale des seuils de mise en mouvement.....	179
I.3.1.2 Analyse en fonction des conditions hydrodynamiques	183
I.3.2. Les flux sédimentaires.....	185
I.3.2.1 Caractéristiques hydro-sédimentaires des secteurs analysés	185
I.3.2.2 Flux sédimentaires instantanés	187
I.3.2.3 Flux sédimentaires cumulés.....	192
I.3.2.4 Discussion : flux en fonction des conditions hydrodynamiques types	194
II. Morphodynamique sur les pas de temps courts.....	198
II.1. Méthodologie.....	198
II.1.1. Stratégie d'étude.....	198
II.1.1.1 Localisation des données bathymétriques	199

II.1.1.2	Chronologie d'acquisition des données bathymétriques	200
II.1.2.	Limites des mesures	203
II.1.3.	Quantification de l'évolution morphologique	205
II.2.	Résultats	206
II.2.1.	Evolution morphodynamique à l'échelle du cycle tidal semi-diurne	207
II.2.2.	Evolution morphodynamique à l'échelle d'un coup de vent	214
II.2.3.	Evolution morphodynamique à l'échelle du cycle tidal semi - lunaire	218
II.2.4.	Evolution morphodynamique à l'échelle annuelle	219
II.3.	Relations entre les flux charriés calculés et l'évolution volumique des dunes.....	223
III.	Conclusions	224
CHAPITRE IV . DYNAMIQUE DES DUNES AUX PAS DE TEMPS PLURI-ANNUELS A PLURI-DECENNAUX		227
I.	Evolution morphodynamique des fonds.....	229
I.1.	Evolution générale.....	229
I.1.1.	Méthodologie.....	229
I.1.2.	Résultats	231
I.2.	Morphodynamique des dunes.....	232
I.2.1.	Méthodologie.....	232
I.2.2.	Résultats	233
I.3.	Interprétation	236
II.	Architecture interne des dunes	238
II.1.	Géométries des discontinuités internes.....	238
II.2.	L'architecture interne des dunes.....	241
II.2.1.	Les traits architecturaux communs à l'ensemble des dunes	241
II.2.2.	Les différents ensembles structuraux	242
II.2.2.1	Exemple des grandes barkhanes sur une semelle grossière de graviers-cailloutis	242
II.2.2.2	Exemple de dunes surimposées au banc sableux.....	245
II.2.2.3	Exemple d'un banc tidal (extrémité occidentale de la Bassurelle de la Somme)	249
II.2.3.	Inter-comparaison des différentes architectures	254
III.	Origine des réflecteurs de 2 nd ordre	256
III.1.	Périodicité de formation des réflecteurs de 2 nd ordre	256
III.2.	Cyclicités des agents forçants.....	257
III.3.	Résultats sur la zone d'étude	258
III.3.1.	Méthodologie.....	258

III.3.2.	Données	259
III.3.3.	Résultats	262
III.3.3.1	La marée	262
III.3.3.2	La houle	264
III.3.3.3	L'indice de l'oscillation Nord-Atlantique	267
III.3.3.4	Les évènements de haute-énergie : épisodes de houle associée à des marées de vives – eaux	269
III.3.3.5	Synthèse.....	271
III.3.4.	Influence de la variabilité temporelle des agents forçants sur la dynamique sédimentaire	271
III.4.	Hypothèses de formation des réflecteurs de 2 nd ordre	273
IV.	Conclusions	277
CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES		279
REFERENCES		287
LISTE DES FIGURES		297
LISTE DES TABLEAUX		305
ANNEXES		307

INTRODUCTION

Les fonds marins sont régulièrement modelés par une multitude de formes sédimentaires de dimensions variées, façonnées sous l'effet du transport sédimentaire, lorsque l'hydrodynamisme et le disponible sédimentaire le permettent. Par ordre croissant de dimensions, les rides (de houle ou de courant), les dunes sous-marines et les bancs sableux sont parmi les corps sédimentaires les plus largement répandus dans les environnements sous-marins mondiaux. Les dunes sous-marines sont des corps sédimentaires ubiquistes, constitués de sédiments meubles et observés dans une multitude d'environnements actuels tels que les plates-formes continentales ou les zones de glaciais. Par définition, ces corps peuvent être mobiles sous l'action des agents hydrodynamiques (courants tidaux, houle).

Caractériser et étudier la dynamique des dunes sous-marines en domaine de plate – forme continentale s'est rapidement révélé être primordial d'un point de vue sociétal. En Manche et en mer du Nord, les dunes et bancs sableux constituent des structures sableuses dangereuses pour la navigation et pour la stabilité des structures anthropiques telles que les pipelines (Morelissen *et al.*, 2003), les câbles sous-marins (Whitehouse *et al.*, 2000) ou encore les champs d'éoliennes offshore. Les dunes le sont plus particulièrement du fait de leur forte mobilité et nécessitent une surveillance particulière. Le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) est chargé d'assurer la sécurité de la navigation sur les côtes françaises et s'intéresse donc tout particulièrement à la quantification de leur dynamique. Dans le détroit du Pas-de-Calais, une étude sur la morphodynamique des dunes en relation avec les processus hydro-sédimentaires responsables a, par exemple, permis de proposer des ajustements de la fréquence des levés hydrographiques de contrôle des champs de dunes (Le Bot, 2001). Ainsi, le SHOM a financé cette étude, en collaboration avec la Région Haute – Normandie, dans le but d'améliorer nos connaissances sur la morphodynamique des dunes en contexte de plate – forme mégatidale. Les travaux réalisés dans le cadre de la convention établie entre le SHOM et l'Université de Rouen (Ferret, 2007a; Ferret, 2007b; Ferret, 2007c; Ferret, 2008a; Ferret, 2008b; Ferret, 2008c; Ferret, 2009a; Ferret, 2009b) ont servi de base de travail pour ce mémoire.

Depuis plusieurs décennies déjà, les corps sédimentaires de plate-forme, tels que les dunes ou les bancs sableux, ont fait l'objet de nombreuses études dans le monde (Dalrymple *et al.*, 1978; Dalrymple, 1984; Fenster *et al.*, 1990; Mosher & Thomson, 2000), et en particulier en Manche et dans le Sud de la Mer du Nord (Harvey, 1966; Belderson *et al.*, 1982; Dewez, 1988; Berné, 1991; Vicaire, 1991; Berné *et al.*, 1994; Trentesaux *et al.*, 1999; Le Bot, 2001; Idier *et al.*, 2002; Passchier & Kleinmans, 2005). Ces auteurs ont tenté de caractériser la dynamique des dunes en lien avec les forçages. Dernièrement, les connaissances de ces milieux ont considérablement progressé avec le développement de méthodes d'observation *in-situ* de plus en plus précises. Aujourd'hui, la localisation

des dunes, leur géométrie et leur mouvement, peuvent être définis avec une excellente résolution spatiale grâce aux outils géo-acoustiques tels que le sondage bathymétrique multi-faisceaux et l'imagerie (e.g. sonar à balayage latéral, imagerie multifaisceaux). De plus, l'accès aux structures internes des corps dunaires grâce à la sismique très haute résolution permet maintenant de pouvoir analyser la signature des différents agents dynamiques et de mieux comprendre les processus à l'origine de la migration des dunes.

Certains aspects de la morphodynamique de ces corps sédimentaires sont encore peu ou mal compris.

En particulier, la morphodynamique des dunes sur les pas de temps courts (échelle de temps inférieure au cycle semi – lunaire) a rarement été analysée, ou dans une gamme de conditions hydrodynamiques très restreinte. Par exemple, s'il est généralement reconnu qu'en domaine subtidal la marée est un des principaux agents dynamiques responsable de la mobilité des dunes, des auteurs ont déjà montré que les événements de haute énergie, de type tempêtes (et houle associée), peuvent y participer de manière forte (Le Bot, 2001; Le Bot & Trentesaux, 2004). Or, les mesures sont compliquées à mettre en œuvre autour de ces événements et il est difficile de quantifier précisément et directement l'influence de ces événements courts de haute énergie.

De plus, l'influence respective de la morphologie, de la nature sédimentaire, et même de la biologie sur la morphodynamique des dunes n'est pas toujours bien contrainte, en particulier du fait que les zones d'étude retenues couvrent bien souvent une gamme restreinte de valeurs de ces différents paramètres. En particulier, l'hétérogénéité sédimentaire des fonds marins constitue une caractéristique systématique dans certaines régions. En Manche et dans le Sud de la Mer du Nord, il s'agit d'une hétérogénéité de nature (silice ou carbonates), de forme (quartz arrondis, silex anguleux, coquilles aplaties) et de taille des particules (large gamme de tailles). Des études, principalement menées à partir d'expérimentation en environnement fluviatile, montrent la complexité de la dynamique de tels types de mélanges sédimentaires qui fait appel à des phénomènes tels que le masquage des particules plus petites par les plus grossières (Blom *et al.*, 2000 ; Olivier, 2004), ou des phénomènes de pavement (Blanpain, 2009). L'influence de l'hétérogénéité sédimentaire sur les caractéristiques morphodynamiques des dunes est méconnue.

Ainsi, malgré ces connaissances, de nombreux points restent encore à déterminer, ce qui justifie la poursuite des études sur la structuration et la dynamique des dunes sous-marines.

Dans le cadre de cette présente étude, plusieurs objectifs sont visés :

- Caractériser finement l'environnement dunaire (hydrodynamisme, sédimentologie, benthos) pour tenter de déterminer les facteurs de contrôle de la morphologie des dunes ;
- Analyser et quantifier les effets de la marée et de la houle sur la dynamique sédimentaire. Sur les pas de temps courts (à l'échelle du cycle semi-diurne, du cycle semi-lunaire et du coup de vent), nous avons analysé ces effets sur les flux sédimentaires charriés et nous avons tenté de les relier à la morphodynamique des dunes. Une attention particulière a été portée à la mesure des effets de la dynamique des mélanges sédimentaires sur les flux sédimentaires ;
- Hiérarchiser les agents hydrodynamiques influençant la dynamique des dunes à différentes échelles temporelles (du cycle semi-diurne à une échelle multi-décennale).

Ces questionnements sont étudiés dans le contexte de la Manche orientale, caractérisée par des conditions mégatidales, et une hétérogénéité des sédiments de fond. La zone d'étude est située au large de Dieppe et correspond à la bordure Ouest du prisme picard. Elle est marquée par un gradient hydro-morpho-sédimentaire : à l'Ouest, les fonds sont composés de cailloutis et surmontés par endroits de barkhanes, et passent vers l'Est à des fonds couverts de dunes sablo-graveleuses puis sableuses assemblées en champs qui se surimposent progressivement à des bancs sableux.

Le mémoire est organisé en 4 chapitres :

- **Le premier chapitre** définit la problématique au travers d'un bilan de l'état de l'art, donne les caractéristiques de la zone d'étude retenue et précise la stratégie d'étude.
- **Le second chapitre** présente les caractéristiques morphologiques, sédimentaires, hydrodynamiques et benthiques des dunes étudiées, puis leur inter-comparaison. L'objectif est d'établir une typologie de forme de dunes en fonction des paramètres de l'environnement.
- **Le troisième chapitre**, focalisé sur les pas de temps courts, de l'instant à l'année, permet l'analyse des forçages hydrodynamiques, des flux sédimentaires associés et de la réponse morphodynamique des dunes en fonction de différentes conditions hydrodynamiques (marée seule, marée plus houle). L'intégration des processus est abordée.
- **Le dernier chapitre** concerne la morphodynamique des dunes sur le long terme des pas de temps décennal à pluri-décennal. La signature sédimentaire des forçages hydrodynamiques est analysée à partir de l'évolution bathymétrique des fonds et de l'architecture interne des dunes.

CHAPITRE I – CONTEXTE GÉNÉRAL

I. Etat de l'art sur les dunes sous-marines

L'un des principaux objectifs de cette étude est de caractériser la dynamique de dunes en contexte mégatidale en fonction des caractéristiques morphologiques, sédimentaires et hydrodynamiques. Cette partie vise à établir un bilan de l'état de l'art sur les dunes sous-marines.

I.1. Caractérisation des dunes

Sous l'influence des forces hydrodynamiques, les particules sédimentaires s'organisent régulièrement sous la forme de structures, périodiques ou non, lors de leur dépôt. Ces structures sédimentaires peuvent être caractérisées par leur morphologie qui est elle-même liée à une multitude de paramètres tels que la granulométrie du sédiment, la nature et l'intensité des agents forçants, la disponibilité du sédiment ou encore la profondeur d'eau.

I.1.1. Occurrence et environnements de dépôt

Les dunes sont des corps sédimentaires ubiquistes, largement répandus et observés dans une multitude d'environnements actuels. Leur occurrence résulte du transport sédimentaire généré par l'interaction entre un ou plusieurs agent(s) dynamique(s) et du sédiment meuble.

En domaine continental, il n'est pas rare d'observer des dunes dans les environnements désertiques et/ou littoraux, lorsque le disponible sédimentaire est suffisant : dans ce cas, les dunes sont qualifiées d'éoliennes car elles sont façonnées par le vent.

Les dunes sont également produites dans les environnements aquatiques soumis à l'action des courants. Berné (1991) distingue deux types de dunes sous-aquatiques en fonction de l'agent dynamique responsable de leur formation et de leur évolution : i) les dunes tidales pour lesquelles l'agent essentiel est la marée et ses courants associés, et ii) les dunes non-tidales pour lesquelles les agents dynamiques dominants sont différents de la marée (action de la houle, courants de dérive, courants profonds, écoulements gravitaires, *etc.*). Cette multitude de phénomènes pouvant générer des dunes implique que les dunes aquatiques se répartissent dans des environnements variés, dès lors que les profondeurs sont suffisamment importantes et que les courants, unidirectionnels ou alternatifs, sont assez puissants. Ainsi, des dunes ont régulièrement été observées dans des domaines fluviaux (*e.g.* Kostaschuck & Villard, 1996; Carling *et al.*, 2000; Kostaschuck *et al.*, 2004; Mewis, 2004; Parson *et al.*, 2004; Eilertsen *et al.*, 2008), des domaines estuariens (Bokuniewicz *et al.*, 1977; Berné *et al.*, 1993; Cirac *et al.*, 2000; Francken *et al.*, 2004; Carling *et al.*, 2006), des domaines marins de plate-forme continentale (McCave, 1971; Terwindt, 1971; McCave & Langhorne, 1982; Dalrymple, 1984; Berné *et al.*, 1988; Fenster *et al.*, 1990; Berné, 1991; Idier *et al.*, 2002; Le Bot & Trentesaux, 2004; Passchier, 2004; Cartier, 2008; James, 2008; van Landeghem *et al.*, 2009; Ferret, 2009b) ou encore au niveau de glaciaires continentaux (Weber *et al.*, 2004).

Malgré la diversité des environnements, les dunes présentent suffisamment de similitudes dans leurs morphologies et leurs mécanismes de formation et d'évolution pour être réunies sous le même terme (Le Bot, 2001).

1.1.2. Morphologie

Les dunes sont, par définition, des structures transverses étant donnée l'orientation quasiment perpendiculaire de leur crête par rapport à la direction principale des courants. Toutefois, des variations angulaires atteignant jusqu'à 20° sont fréquemment observées (Belderson *et al.*, 1982; Le Bot, 2001).

Comme pour les formations d'origine éolienne, les dunes sous-marines peuvent être caractérisées grâce à des paramètres et des indices morphologiques utilisés couramment par les sédimentologues marins (Allen, 1980b; Langhorne, 1982; Dewez, 1988; Berné *et al.*, 1989; Berné, 1991; Vicaire, 1991; Le Bot, 2001). Lors de la description des dunes, on distingue généralement les paramètres transversaux (Figure I.1-A.) des paramètres longitudinaux (Figure I.1-B.), mesurés respectivement perpendiculairement et parallèlement à la direction principale d'allongement de la figure sédimentaire. Si la dune est en équilibre avec le milieu dans lequel elle se trouve, les valeurs de ces différents paramètres traduisent les conditions environnementales y régnant.

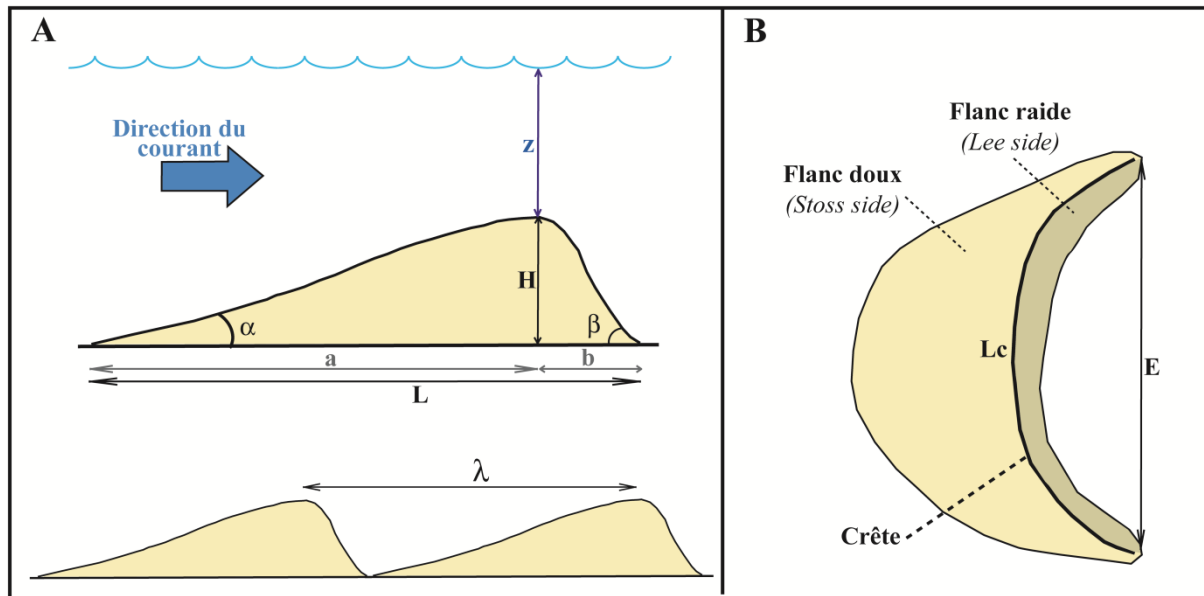


Figure I.1 : Caractéristiques morphologiques des dunes sous-marines. A- Paramètres transversaux (dune vue en coupe verticale). B. Paramètres longitudinaux (dune vue de dessus).

L et λ : Largeur et longueur d'onde de la dune. H : Amplitude. α et β : Angles du flanc doux et raide. a et b : Longueurs projetées des flancs doux et raide. z : Profondeur du sommet de la dune. L_c : Longueur réelle de la crête. E : Extension latérale de la crête.

1.1.2.1 L'amplitude et la longueur d'onde des dunes

L'amplitude, ou hauteur, et la longueur d'onde des dunes sont les paramètres morphologiques classiquement utilisés par les sédimentologues marins pour caractériser les dunes. L'amplitude H correspond à la distance entre le sommet et la base de la dune, mesurée perpendiculairement au plan sur lequel elle repose. Dans le cas où les dunes se disposent de façon périodique, la longueur d'onde λ est la distance entre deux crêtes consécutives. Dans le cas où les dunes sont isolées, cette grandeur est régulièrement substituée par la largeur L de la dune qui correspond à la distance horizontale mesurée du pied de dune amont au pied de dune aval dans le sens du courant (Berné, 1991; Vicaire, 1991). Dans le cas où la morphologie de la dune est complexe, par exemple, lorsque le flanc doux de la dune présente deux pentes différentes, la largeur n'intègre que la crête qui est active au moment des mesures.

En domaine aquatique, la hauteur et la longueur d'onde des dunes varient énormément en fonction des conditions environnementales. Berné *et al.* (1989), dans leur essai de synthèse sur les dunes hydrauliques tidales actuelles, estiment que la hauteur et la longueur d'onde des dunes sont respectivement comprises entre 6 cm et une dizaine de mètres et entre 60 cm et plusieurs centaines de mètres.

L'amplitude des dunes sous-marines est rarement supérieure à 20 m; néanmoins, des structures sédimentaires transversales aux dimensions supérieures ont déjà été observées. Twichell (1973) note que des dunes géantes recouvrant le banc George, à la limite externe de la plate-forme continentale du Massachusetts, atteignaient une hauteur de 25 m. Mosher et Thomson (2000) ont eux-aussi noté une telle amplitude au large des côtes canadiennes, dans le détroit de "Juan de Fuca", par des fonds de 60m et plus. Récemment, van Landeghem *et al.* (2009) ont observé en Mer d'Irlande des dunes établies en champ à une profondeur de 91,5 m, dont l'amplitude était de 35,5 m.

Pour ce qui est de la longueur d'onde, Allen (1982b) estime, en se basant sur 25 études, que la valeur maximale est de 1000 m. Cependant, Le Bot (2001) rappelle que cette notion de longueur d'onde est parfois soumise à caution puisque certaines dunes apparaissent comme des formes isolées.

De nombreux auteurs ont remarqué une relation étroite entre la hauteur et la longueur d'onde des dunes et ils ont formulé des relations entre ces deux grandeurs (Allen, 1968 ; Dalrymple, 1978 ; Flemming, 1988 ; Francken *et al.*, 2004 ; Van Landeghem *et al.*, 2009).

En fonction des études, les prévisions diffèrent légèrement (Figure I.2). Les études utilisées lors des comparaisons ont été réalisées dans des environnements souvent très différents les uns des autres : les formules peuvent avoir été établies à partir d'expérimentations et d'observations faites en rivière (*e.g.* Yalin, 1964, 1977 ; Francken, 2004) ou dans des environnements de plate-forme plus profonds (Landeghem *et al.*, 2009). Ainsi, bien qu'une corrélation forte existe entre hauteur et longueur d'onde, l'environnement dans lequel se trouvent les dunes influence également leur morphologie. Par conséquent, il est délicat, voire impossible d'établir une relation universelle reliant les paramètres morphologiques entre eux.

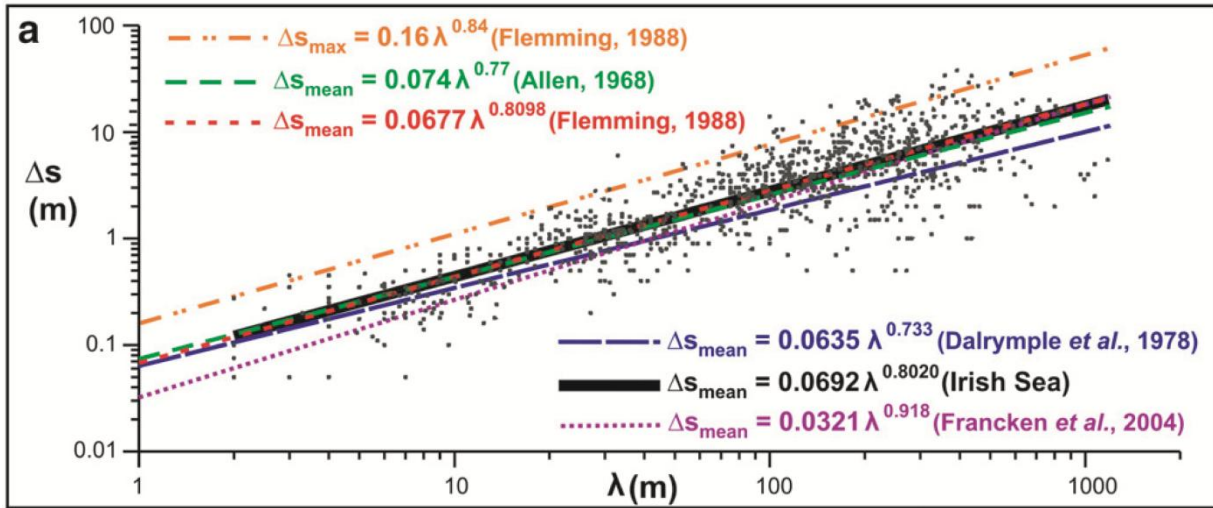


Figure I.2 : Relations entre l'amplitude Δs (H) et la longueur d'onde λ des dunes. (van Landeghem *et al.*, 2009)

Les points noirs correspondent aux mesures réalisées par van Landeghem en Mer d'Irlande.

A partir de nombreuses observations *in situ*, Flemming (1988; 2000b) a également déterminé une relation permettant de prédire la hauteur maximale pouvant être atteinte pour une dune d'une longueur d'onde donnée : $H_{\max} = 0,16\lambda^{0,84}$ (Figure I.2).

I.1.2.2 Morphologie transversale

La forme des sections transversales de dunes varie principalement en fonction de la pente de ses flancs (α et β , Figure I.1). Lorsque la pente du flanc doux est plus faible que celle du flanc raide, le profil de dune est qualifié d'asymétrique (Figure I.3-A). Les dunes asymétriques sont généralement associées à un courant unidirectionnel, ou à des courantstidaux asymétriques, c'est-à-dire marqués par la prédominance d'une phase de courant par rapport à l'autre (Le Bot, 2001). Le flanc raide est alors orienté dans la direction où porte le courant, ce qui définit la polarité de la dune. Il est le siège d'avalanches sableuses qui permettent la migration de la dune (Berné *et al.*, 1988; Berné, 1991). Lorsque les pentes des deux flancs sont semblables, la dune adopte alors un profil symétrique (Figure I.3-B) qui est généralement dû à des courants tidaux symétriques. Des dunes moribondes peuvent également adopter ce profil lorsque la houle étale la forme dunaire et la rend par conséquent symétrique.

En fonction de la complexité du contexte hydrodynamique caractérisant le milieu dans lequel se trouve la dune, d'autres morphologies peuvent être observées. Par exemple, Mc Cave (1971) a reporté, au large des côtes hollandaises, que des dunes asymétriques présentaient une forme qu'il a défini en « dos de chat » (« catback », Figure I.3-C). Selon lui, cette morphologie est liée à la présence d'un courant subordonné qui entraîne un remaniement du sédiment constituant le sommet de la dune.

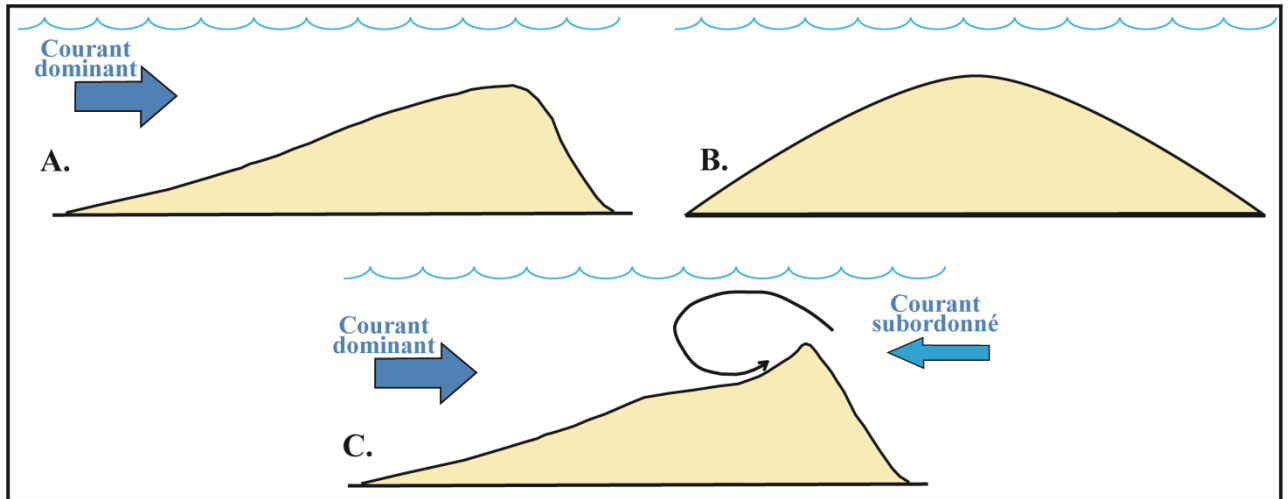


Figure I.3 : Symétrie des dunes.

A. Dune asymétrique ; B. Dune symétrique, ou tronchoïdale ; C. Dune asymétrique avec une morphologie en « dos de chat » (McCave, 1971).

D'une dune à l'autre, les valeurs des pentes peuvent varier de façon importante. Lors des premières études sur les dunes sous-marines, les auteurs indiquaient que les pentes des flancs raides dépassaient rarement les 10° (Allen, 1982 #218 in Berné, 1991). Or, Berné (1991) rappelle que ces valeurs de pente excluraient tout phénomène d'avalanche en dehors de la partie sommitale de la dune. Ceci est en contradiction avec les observations faites sur les dépôts fossiles de dunes tidales qui présentent fréquemment de grands lits frontaux d'avalanche inclinés jusqu'à 35°, ce qui correspond à l'angle de stabilité maximum d'un sable moyen (Berné, 1991).

Belderson *et al.* (1982) ont réalisé une compilation des valeurs de pentes en se basant sur l'étude de 25 sites différents autour des îles britanniques. Ainsi, ils ont noté que les pentes des dunes symétriques varient généralement entre 10° et 20°. Pour les dunes asymétriques, ils distinguent deux catégories de dunes, en fonction de leurs dimensions et des pentes des flancs raides : i) les dunes dont l'amplitude est inférieure à 2 m, qui ont des pentes comprises entre 17° et 35°, mais avec une majorité des pentes supérieures à 20° ; ii) les dunes dont la hauteur est supérieure à 2 m, pour lesquelles les pentes sont comprises entre 4° et 30°, mais essentiellement inférieures à 20°. Les flancs doux présentent des pendages généralement compris entre 0,5° et 4° (Le Bot, 2001).

L'importante gamme de valeurs de pentes est principalement liée au degré d'activité des dunes : plus les dunes sont actives, plus les pentes des flancs raides ont tendance à augmenter. D'autres facteurs, tels que la granulométrie du sédiment dunaire, le mode de transport dominant de ce sédiment (Kostaschuck & Villard, 1996), permettent également d'expliquer cette variabilité.

Dans le but de décrire la symétrie des dunes, Allen (1980b) a défini l'indice de symétrie d'une dune comme étant le rapport entre les longueurs des flancs doux et raides (a/b , Figure I.1-A) : plus il est élevé, plus la dune est asymétrique. Selon Berné (1991), cet indice est généralement compris entre 1 et 6.

I.1.2.3 Morphologie longitudinale

Les dunes sous-marines peuvent également être caractérisées grâce à leurs morphologies longitudinales (Figure I.1-B.) : l'extension latérale E de la dune et la longueur réelle de la crête L_c peuvent être mesurées. Dans la littérature, ces grandeurs sont rarement utilisées lors de la description des dunes. Néanmoins, Flemming (1980) signale sur la plate-forme du Sud-Est de l'Afrique du Sud de grandes dunes dont l'extension latérale est de plusieurs kilomètres.

Selon la forme de la crête des dunes, rectiligne ou sinueuse, les dunes peuvent être respectivement classées en formes bi- ou tri-dimensionnelles (Berné *et al.*, 1989) (Figure I.4).

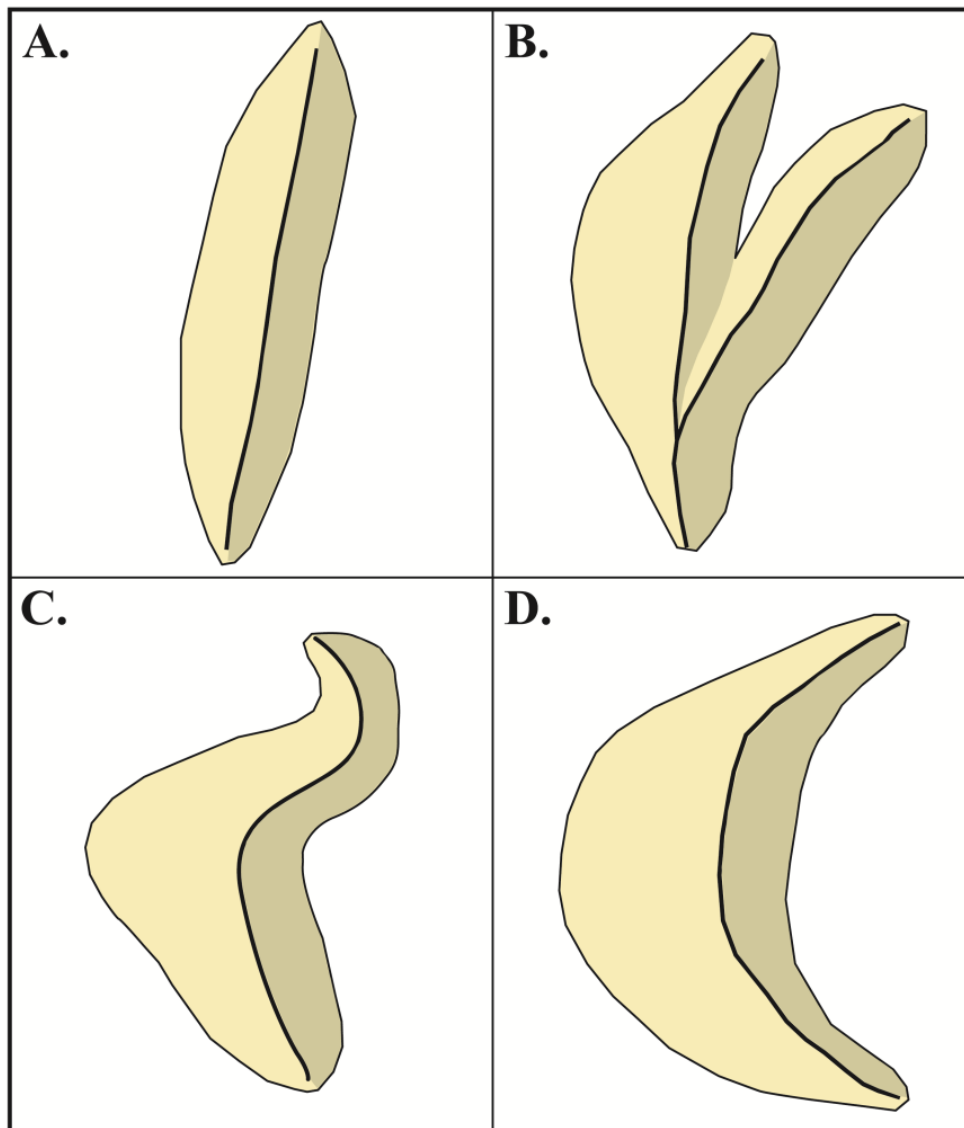


Figure I.4 : Classification des dunes selon la sinuosité de leur crête : dunes bidimensionnelles (A et B) ou tridimensionnelles (C et D). (modifié d'après Berné *et al.*, 1989)

A. Dune rectiligne, B. Dune sub-rectiligne, C. Dune sinueuse, D. Barkhane.

Lorsque les dunes sont en équilibre avec les conditions environnementales, la sinuosité de la dune nous renseigne donc sur ces dernières. Dans la plupart des cas, il existe une relation claire entre la forme de la crête et le courant. Costello & Southard (1981) ont montré que lors d'une augmentation de courant, les formes bi-dimensionnelles se formaient avant les formes tri-dimensionnelles. Le disponible sédimentaire peut également être un facteur influençant la sinuosité d'une dune : par exemple, les barkhanes se mettent généralement en place dans des environnements appauvris en sédiments (Belderson *et al.*, 1982). Selon Ernstsens *et al.* (2004), le développement des dunes de type barkhanes peut aussi être lié à une variation latérale des caractéristiques granulométriques du sédiment dunaire, ce qui induit des vitesses de migration différentes du centre et des extrémités de la dune.

Dalrymple (1984) a défini un indice permettant de décrire le caractère sinueux d'une dune : il correspond au rapport entre l'extension longitudinale de la dune et la longueur réelle de sa crête (E/L_c). Plus il est proche de 1, plus la dune tend à être linéaire ; à l'inverse, il tend vers 0 lorsque la sinuosité de la dune augmente.

1.1.2.4 Structuration des dunes

Les dunes peuvent exister de manière isolée ou s'articuler sous la forme de champs de dunes. La mise en place d'un champ de dunes dépend essentiellement du stock sédimentaire disponible : plus il est important, plus les dunes auront tendance à se structurer en champs. Lorsqu'elles sont assemblées en champs, les dunes à crêtes rectilignes à sub-rectilignes présentent généralement une longueur d'onde régulière (Le Bot, 2001).

En fonction des conditions environnementales telles que l'hydrodynamisme, la granulométrie, le disponible sédimentaire, *etc.*, les champs de dunes peuvent adopter des formes variées. Garlan (2004) donne l'exemple de cinq configurations très particulières et parfois communes à celles observées en domaine désertique : i) les tempestites, correspondant à des figures hexagonales de plusieurs décimètres de diamètres mises en place par des tempêtes à des profondeurs pouvant atteindre 50- 60 m (Garlan, 2004) (Figure I.5-A.) ; ii) les dunes imbriquées témoignant d'une zone appauvrie en sédiment (Figure I.5-B.) ; iii) les dunes croisées, très présentes en Manche (Garlan, 2004; Knaapen, 2004), dont l'une des particularités est de s'établir selon un angle de 50° – 60° avec les courants de marée (Figure I.5-C.) ; iv) les seifs ou dunes linéaires, qui se forment en présence de courants bi-directionnels et dont la ligne de crête est parallèle à la direction moyenne (Figure I.5-D.) ; v) les dunes étoilées, qui n'ont pas encore été observées en domaine marin et qui témoignent dans les milieux désertiques de vents pluridirectionnels induisant une aggradation du sommet associée à des déplacements latéraux réduits.

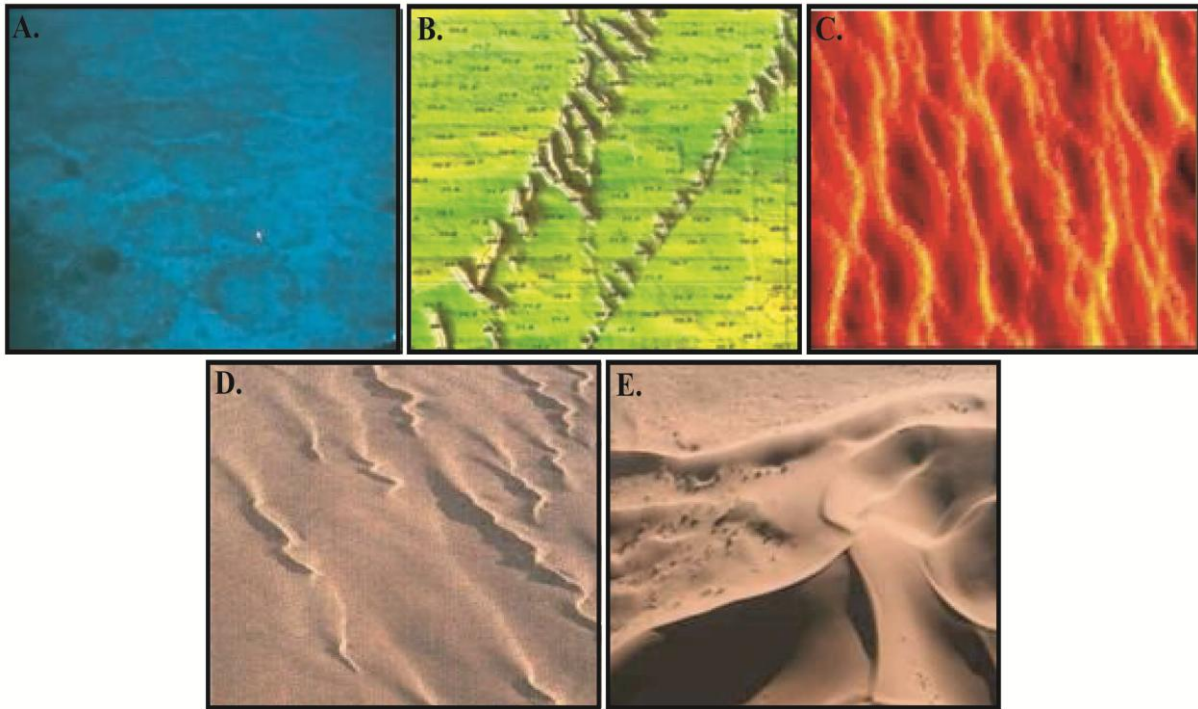


Figure I.5 : Différentes configurations des champs de dunes. (Cartier, 2008, d'après Garlan, 2004)

A. Tempestites, B. Dunes imbriquées, C. Dunes croisées, D. Seif aérien ou dunes linéaires, E. Dunes étoilées (configuration uniquement éolienne).

1.1.2.5 Corps surimposés

Il est courant de voir les flancs des dunes couverts de formes sédimentaires secondaires (Figure I.6). D'ailleurs, Dalrymple (1984) avait défini les dunes comme des figures sédimentaires ayant des dimensions suffisantes pour avoir des corps sédimentaires de plus petites dimensions surimposés. Selon Dewez (1988), pour que de telles structures superficielles se mettent en place, la pente ne doit pas excéder 15° , ce qui explique qu'elles se trouvent généralement sur le flanc doux des dunes hôtes. L'orientation de ces formes secondaires diffère généralement de la direction de la crête de dune suivant une vaste gamme d'angles variant de $10^\circ - 20^\circ$ (McCave & Langhorne, 1982) à $80^\circ - 90^\circ$ (Le Bot, 2001). L'amplitude des corps surimposés varie de quelques centimètres à quelques mètres, leur longueur d'onde peut atteindre plusieurs dizaines de mètres (Terwindt, 1971) et ils montrent généralement un profil fortement asymétrique.

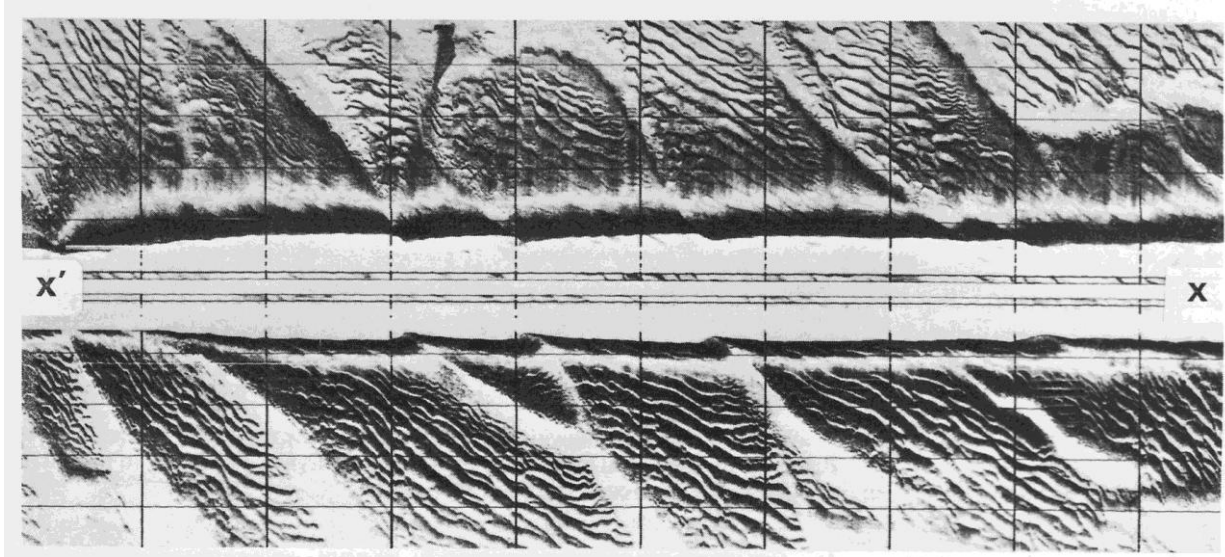


Figure I.6 : Mégarides surimposées à des dunes sous-marines dans le Sud de la Mer du Nord. (McCave & Langhorne, 1982)

La présence de ces structures est souvent indicatrice d'une dynamique sédimentaire active : elles se forment au pied de la dune et migrent le long du flanc doux en direction de la crête.

En se rapprochant de la crête, leur amplitude augmente et leur longueur d'onde diminue du fait de l'augmentation du courant (McCave, 1971; Carling *et al.*, 2000).

1.1.3. Influence des paramètres du milieu

La taille, ainsi que l'évolution des dunes sous-marines dépend principalement de la granulométrie du sédiment dunaire, de la vitesse des courants et de la profondeur d'eau.

1.1.3.1 Rôle des courants

L'existence, la taille et la forme des figures sédimentaires en milieu sous-marin dépendent principalement du régime d'écoulement du fluide, ainsi que de la granulométrie du sédiment (Chamley, 1987). Deux types de régimes d'écoulements sont distingués (Figure I.7) : i) le régime d'écoulement inférieur dans lequel la résistance des particules au mouvement est élevée et leur déplacement modéré, et ii) le régime d'écoulement supérieur dans lequel les particules sont entraînées en abondance, presque indépendamment de leur taille. Selon la vitesse de l'écoulement et son régime, différentes figures sédimentaires se mettent en place. Les dunes se développent lorsque l'intensité du courant augmente à partir de rides de plus petites dimensions (Figure I.7).

Amos et King (1984) indiquent que, pour permettre la formation de tels corps sédimentaires, les vitesses de l'écoulement près du fond doivent être comprises entre $0,4$ et 1 m.s^{-1} pour des sables moyens, entre $0,5$ et 1 m.s^{-1} pour des sables grossiers et entre $0,6$ et 1 m.s^{-1} pour des sables très grossiers.

L'intensité du courant n'est pas la seule caractéristique hydrodynamique influençant l'évolution des dunes. Il semble que la variabilité de sa direction soit également importante. Par exemple, Terwindt (1971) a attribué la disparition des dunes dans le Sud de la Mer du Nord à une diminution de l'asymétrie de l'ellipse tidale.

La morphologie de la dune est également fortement dépendante de l'intensité des courants : en fonction de l'intensité des courants, les dunes peuvent montrer des formes bi- ou tri-dimensionnelles (cf. § I.1.2.3).

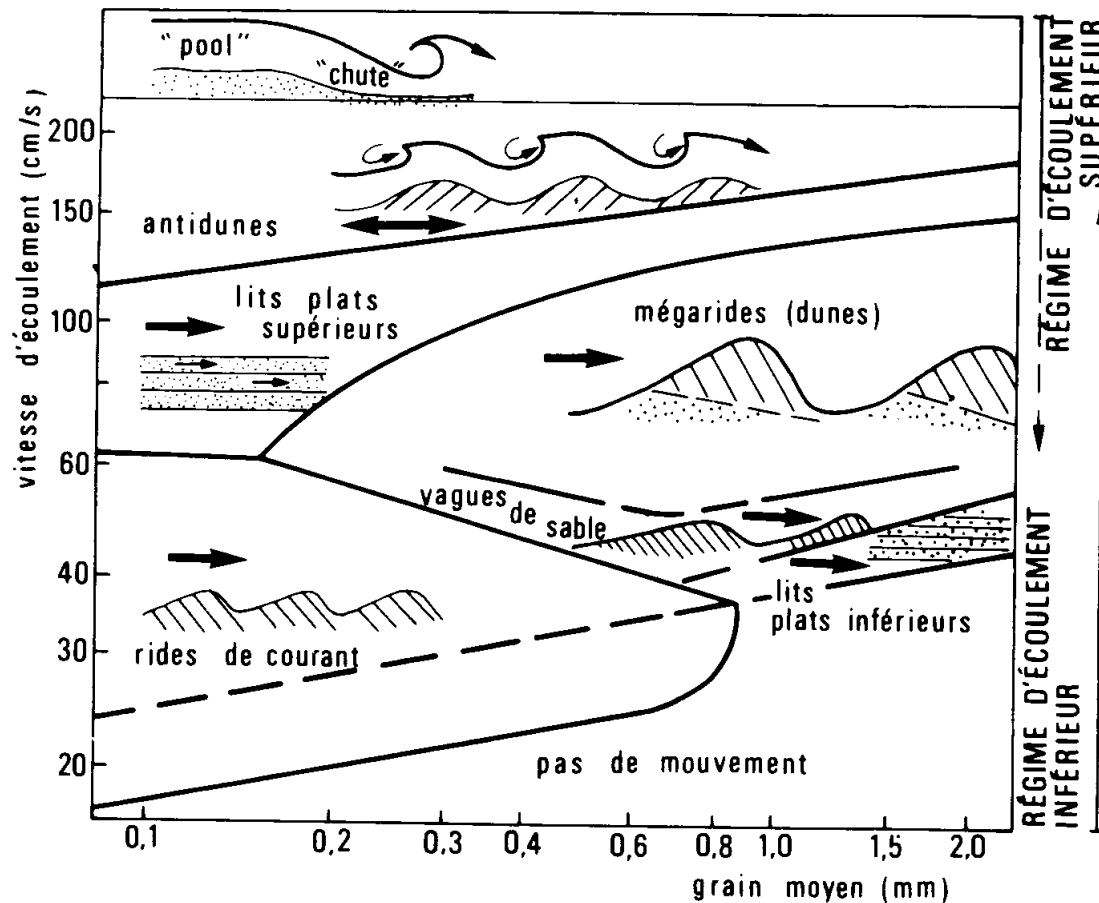


Figure I.7 : Principales formes sédimentaires en fonction du régime d'écoulement unidirectionnel. (Chamley, 1987).

La taille des figures sédimentaires n'est pas à l'échelle.

I.1.3.2 Influence des caractéristiques sédimentaires

Les dimensions des dunes dépendent du disponible sédimentaire (Belderson *et al.*, 1982), mais elles vont également dépendre des propriétés granulométriques des apports sédimentaires. Les dunes tidales ne sont présentes que dans des milieux sédimentaires non-cohésifs. Terwindt (1971) note qu'aucune dune n'est observée en Mer du Nord dès lors que la proportion de silts est supérieure à 15%. Bokuniewicz *et al.* (1977) font le même constat dans l'estuaire de Long Island, aux USA.

La taille des grains composant les dunes est très variable et est généralement comprise entre les sables fins et les graviers (Carling *et al.*, 2006).

Flemming (2000) a montré que plus le sédiment est grossier, plus les dimensions des dunes sont importantes. Dans cette étude, la compilation des paramètres descriptifs de 1500 dunes de divers environnements lui permet de proposer un modèle statistique sans discontinuité des rides aux dunes géantes (Figure I.8) à partir duquel il peut prévoir les dimensions maximales d'une dune (hauteur et longueur d'onde) en fonction de la granulométrie. Ainsi, pour un sédiment dont le diamètre moyen est de 0,125 mm, la hauteur et la longueur d'onde maximales sont respectivement de 0,8 m et 7 m, alors que pour un sédiment de 1 mm, il prévoit des grandeurs maximales de 30 m et 600 m respectivement.

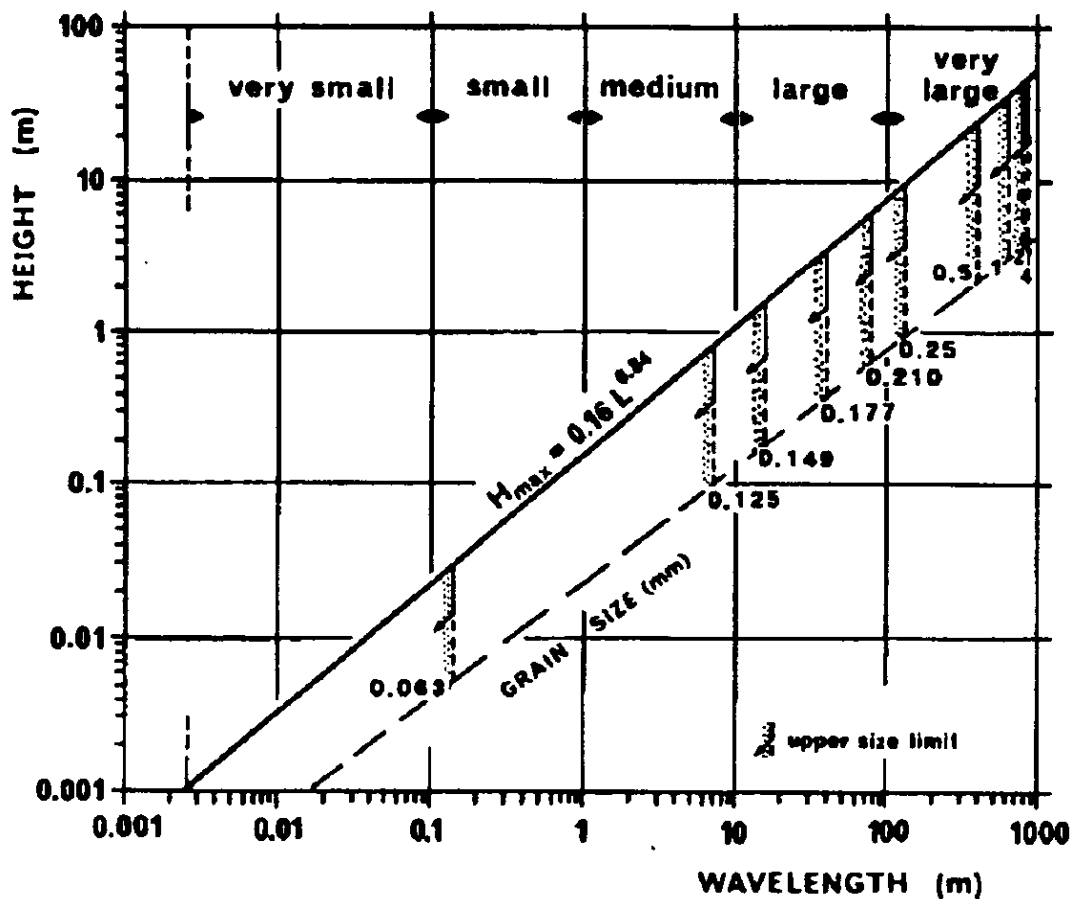


Figure I.8 : Amplitude et longueur d'onde des dunes en fonction de la taille du sédiment (Flemming, 2000b)

Kleinhans *et al.* (2004) remarquent que la relation entre la granulométrie du sédiment dunaire et la hauteur des structures sableuses s'observe même pour des petites dunes telles que les *hummocks* liées aux houles.

Bartholdy *et al.* (2004) ont établi une relation liant la hauteur H et la longueur d'onde L des dunes, surimposées à de très grandes dunes au large du Danemark, au grain moyen M_z (en unité phi) du sédiment dunaire :

$$H = 0,17M_z^{1,68} \quad \text{et} \quad L = 7,90M_z^{0,68}.$$

La distribution granulométrique d'un sédiment va également influencer les caractéristiques des structures sédimentaires. Foti & Blondeaux (1995) montrent que les rides formées dans un sédiment homogène ont une longueur d'onde plus faible que dans le cas du sédiment mélangeant deux tailles de grain dont le grain moyen est cependant identique au sédiment homogène.

Même s'il est évident que les formes des dunes dépendent fortement des caractéristiques du courant, Garlan (2004) indique que les caractéristiques sédimentaires sont encore plus déterminantes. Par exemple, Blom *et al.* (2000) remarquent que lorsque le courant ne peut pas mobiliser l'ensemble des particules sédimentaires, les dunes sont de forme barkhanoïde, alors qu'elles présentent une forme rectiligne lorsque le courant est saturé en sédiments.

1.1.3.3 Influence de la profondeur d'eau

La profondeur d'eau va être un paramètre limitant pour la croissance des dunes. En effet, lorsque le milieu est peu profond, les courants induits par la houle de surface s'ajoutent aux courants tidiaux et leur action est destructrice sur la crête des dunes (Langhorne, 1982). La présence de dunes géantes dans des fonds dont la bathymétrie est inférieure à 10 m est donc fortement contrariée (Dewez, 1988). Malgré de nombreuses études, il n'existe aucune formulation permettant de relier, de façon universelle, la profondeur d'eau aux dimensions des dunes observées *in situ*. Pour que de telles relations soient vérifiées, il faudrait que les conditions d'équilibre soient atteintes, ce qui est rarement le cas dans la réalité. Seules les dimensions maximales (H_{\max} et λ_{\max}), atteintes en conditions d'équilibre, peuvent être prédites en fonction de la profondeur d'eau (z , cf Figure I.1). Ainsi, à partir d'expérimentations et d'observations en rivières, Yalin (1964) établit les relations :

$$H_{\max} = 0,167z \quad \text{et} \quad \lambda_{\max} = 6z.$$

1.1.3.4 Domaines de stabilité des dunes

De nombreux auteurs ont cherché à déterminer les conditions de courant, de sédiment et de profondeur d'eau nécessaires à l'apparition des corps sédimentaires. Les champs de stabilité des différents corps sédimentaires vis-à-vis des conditions hydrodynamiques sont aujourd'hui relativement bien contraints, en particulier sous courant unidirectionnel. Boguchwal & Southard (1990) réalisent une synthèse très complète de 39 études en canaux réalisées depuis 1935, sous la forme de diagrammes tridimensionnels adimensionnés (taille de grain, profondeur, vitesse d'écoulement), qui sont aujourd'hui largement utilisés dans la littérature comme référence et base de travail (exemple en Figure I.7).

A partir d'une compilation de travaux en canal et d'observations *in situ* en Baie de San Francisco, Rubin & McCulloch (1980) ont défini un diagramme de stabilité et d'amplitude des dunes en fonction des vitesses de courant, de la granulométrie du sédiment dunaire et de la profondeur d'eau (Figure I.9).

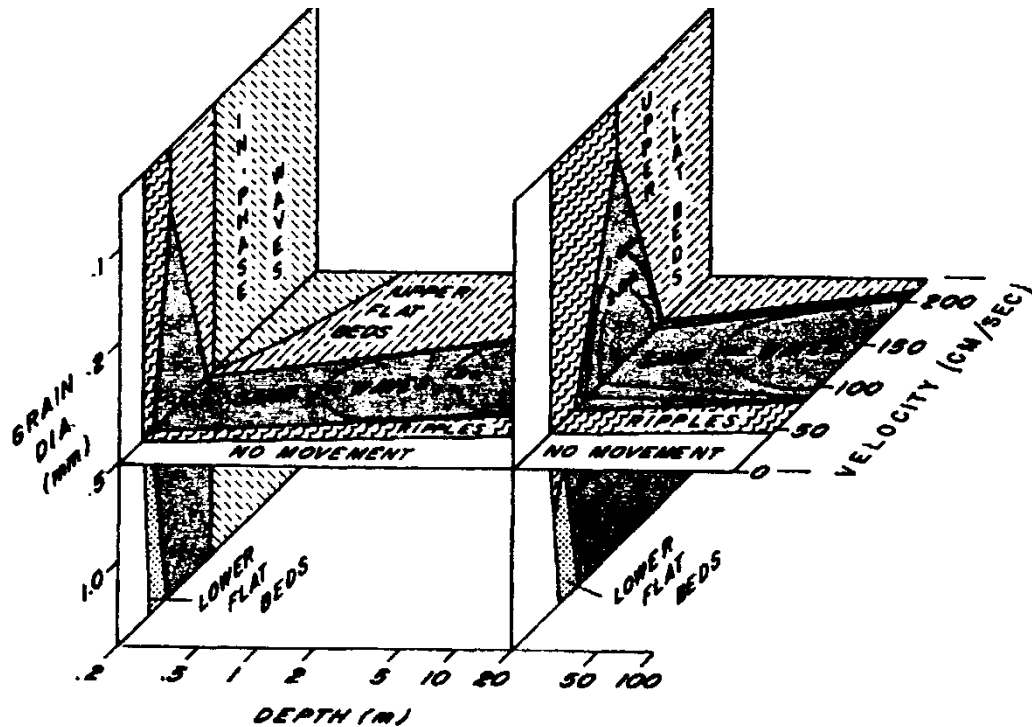


Figure I.9 : Diagramme de stabilité et d'amplitude des dunes en fonction de la vitesse du courant, de la granulométrie du sédiment et de la profondeur d'eau (Rubin & McCulloch, 1980).

1.1.3.5 Zonation des corps sédimentaires

En fonction des conditions environnementales, les dunes présentent des caractéristiques diverses, mais s'associent également à d'autres types de structures sédimentaires. En se basant sur des observations *in situ*, Belderson *et al.* (1982) ont noté qu'en fonction de la vitesse des courants et du disponible sédimentaire, différents types de corps sédimentaires se succédaient (Figure I.10). Dans le cas de fortes vitesses de courants (supérieures à $1,5 \text{ m.s}^{-1}$), des figures d'érosion ou des rubans sableux peuvent structurer les fonds marins. Ces derniers sont des structures longitudinales, étirées et aplaties qui reposent fréquemment sur une semelle de sédiments résiduels. Dans le cas de faibles vitesses d'écoulement, des tâches sableuses, peu épaisses, de formes et de tailles variables, peuvent se mettre en place.

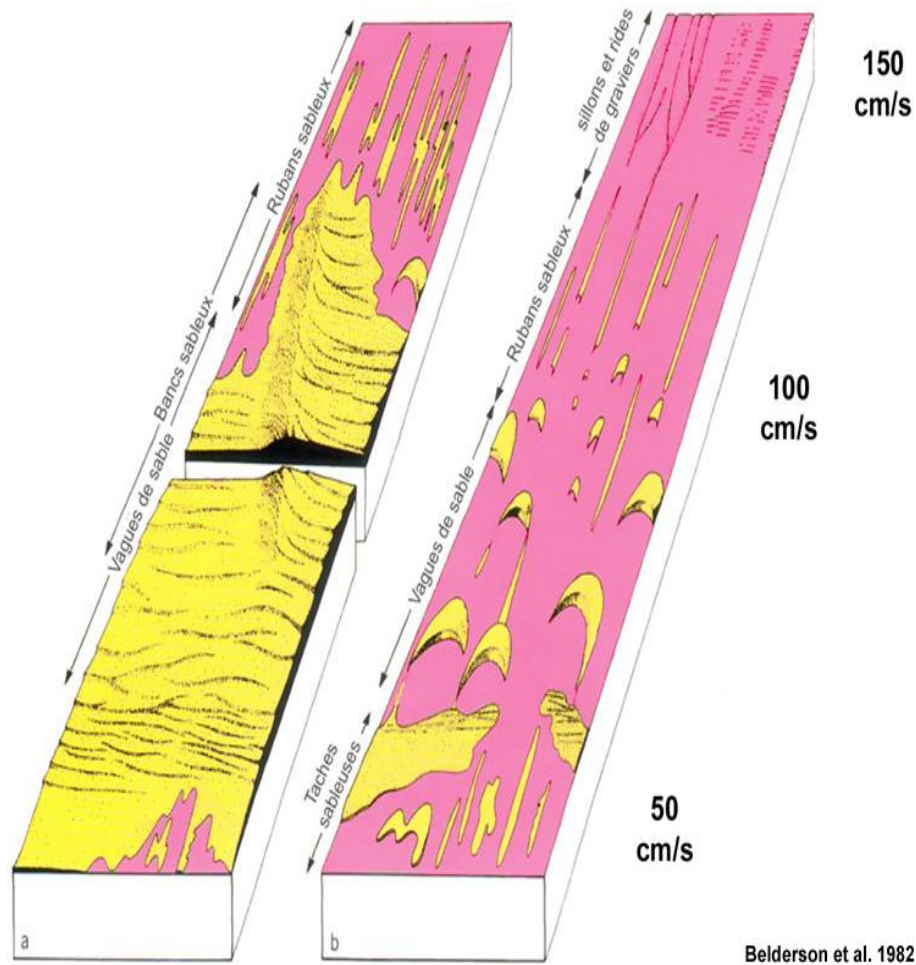


Figure I.10 : Principaux corps sédimentaires façonnés par les courants de marée en fonction de la vitesse des courants et du disponible sédimentaire (a : fort ; b : faible) (Belderson *et al.*, 1982).

Le Bot (2001) rappelle que les dunes peuvent être des corps secondaires surimposés aux rubans, ou encore être recouvertes de plus petites dunes, elles-mêmes surimposées de rides et qu'il est fréquent d'observer la superposition suivante : rides > petites et moyennes dunes > grandes et très grandes dunes > bancs sableux.

1.1.4. Synthèse

L'étude des formes sédimentaires peut se faire de manière très différente en fonction des disciplines (observation de terrain, expérimentation en canal, modélisations numériques, ...). Cette pluridisciplinarité est nécessaire car les différentes approches sont souvent complémentaires, mais elle peut induire une difficulté à communiquer entre les scientifiques de différentes spécialités qui n'emploient pas nécessairement la même terminologie. Berné *et al.* (1989) ont montré que de mêmes termes désignaient régulièrement des objets différents, ou inversement. Ainsi, pour l'objet « dune » qui va être défini ici, les termes rides (*ripples*), mégarides (*megaripples*), vagues de sable (*sandwaves*) ont été indifféremment employés par de nombreux auteurs. Un effort de clarification a été entrepris à

l'initiative de la SEPM (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists) par le « Bedforms and Bedding Structures Research Group » à l'occasion d'une réunion spécialisée, qui a abouti à une nomenclature des dunes, basée essentiellement sur leurs dimensions (Ashley, 1990). Bien que, aujourd'hui encore, le consensus ne soit pas total, cette nomenclature présentée par le Tableau I-1 sera utilisée dans la suite de cette étude.

Tableau I-1 : Classification des corps sédimentaires en fonction de leurs dimensions (Berné *et al.*, 1989 ; Ashley, 1990)

	Corps sédimentaires transversaux					
Corps sédimentaires	Rides	Dunes				Banc
		petites	moyennes	grandes	très grandes (géantes)	
Direction de la crête par rapport au courant	Perpendiculaire	Perpendiculaire	Perpendiculaire	Perpendiculaire	Perpendiculaire	Parallèle
Amplitude (m)	< 0,06	0,06 - 0,25	0,25 - 0,5	0,5 - 3	> 3	> 10
Longueur d'onde (m)	< 0,6	0,6 - 5	5 - 10	10 - 100	> 100	>1000

I.2. Formation et évolution des dunes

I.2.1. Formation

Garlan (2004) rappelle qu'il n'existe pas de données de terrain mettant en évidence la naissance et le développement d'une dune. Ainsi, c'est grâce à la modélisation que le temps de génération d'une dune a pu être estimé.

Coleman et Nikora (2008) indiquent que la genèse de dunes à partir d'un fond plat est attribuée à au moins un de ces trois phénomènes : i) les mouvements turbulents du fluide, ii) l'instabilité du système d'écoulement au niveau de l'interface fluide – sédiment quand ce dernier est perturbé, ou iii) la mécanique du transport granulaire.

Selon Yalin (1977), la présence d'une irrégularité centimétrique initiale sur un fond plat cause une perturbation du courant en aval du défaut topographique, ce qui a des répercussions sur la totalité de l'épaisseur de la couche-limite et augmente la contrainte de cisaillement en aval de l'irrégularité. Ce phénomène crée alors des zones d'érosion-dépôt permettant la mise en place d'autres irrégularités, avec une certaine longueur d'onde.

Les irrégularités topographiques initiales nécessaires au développement des rides sédimentaires peuvent être liées aux caractéristiques sédimentaires du fond, mais peuvent également être induites par des organismes vivant au niveau de l'interface eau-sédiment. Par exemple, Fries *et al.* (1999) ont analysé l'impact des polychètes *Cistenides gouldii* et des monts associés sur la rugosité du fond, à partir d'études menées en laboratoire. Ces monts sont formés par l'accumulation de matériel sédimentaire éjecté par les polychètes. Les auteurs montrent que la présence de monts permet la

création de rides. Néanmoins, l'existence de ce phénomène dépend de la densité de polychètes. Ils remarquent également que les dimensions des monts présents initialement, ainsi que, dans une moindre mesure, l'abondance spécifique des polychètes, contrôlent la dynamique sédimentaire. En effet, les rides ne se déplacent que lorsque les dimensions des monts biogéniques originels sont assez importantes.

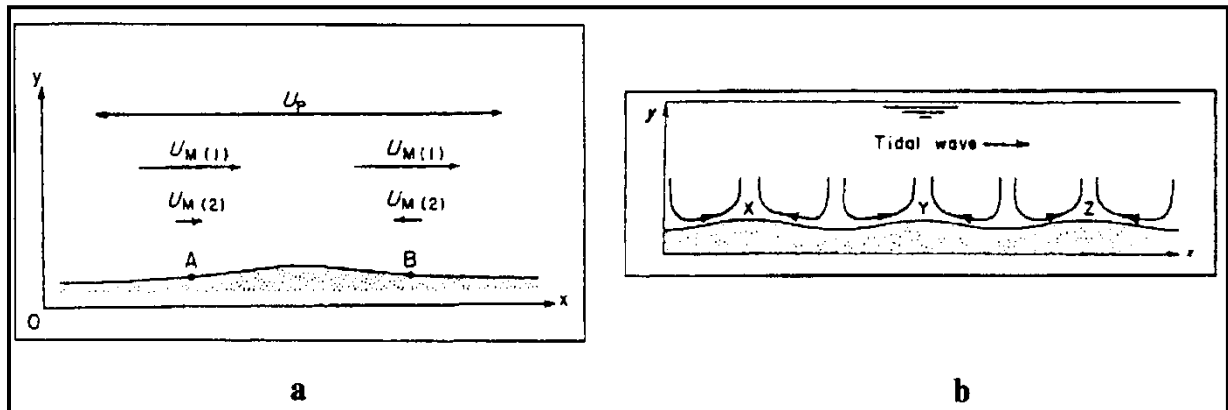


Figure I.11 : Composantes du courant tidal agissant sur une petite perturbation topographique du fond marin (a) et cellules de circulation mises en place sous l'effet de l'interaction entre courant et morphologie (b) (Allen, 1980a; Allen, 1980b).

U_p : oscillation des courants tidaux, $U_{M(1)}$: courant tidal résiduel, $U_{M(2)}$: courant tidal résiduel modifié par la perturbation.

Par la suite, la croissance des dunes est la conséquence d'accumulation de sédiment vers la crête des irrégularités initiales (Allen, 1980a; Allen, 1980b) : près du fond, le courant tidal est modifié par la morphologie des perturbations topographiques et le résiduel converge alors vers leur crête, de part et d'autre de cette dernière (Figure I.11-a), puis un système de cellules de circulation se met en place et permet la croissance des dunes (Figure I.11-b).

A partir d'analyses théoriques de stabilité, Blondeaux *et al.* (2000) ont développé un modèle numérique 3D de prédiction de la formation des dunes sur un fond plat sujet à l'action des courants de marée. Ce modèle détermine les caractéristiques morphologiques des corps sédimentaires qui se mettent en place à partir d'irrégularités du fond marin.

1.2.2. Mécanismes hydro-sédimentaires à l'échelle des dunes

Les dunes sous-marines résultent du transport sédimentaire généré par l'interaction entre fluide et sédiment meuble. Or, la présence de telles figures sédimentaires fonctionne comme un élément de résistance face au courant, ce qui induit une modification des caractéristiques de l'écoulement (Best, 2005).

1.2.2.1 Impacts de la morphologie sur l'écoulement

A l'aplomb d'une dune, l'ensemble de la colonne d'eau connaît une modification des courants correspondant alors à un ajustement des profils de vitesse (Figure I.12).

Dans le cas d'un écoulement unidirectionnel, la vitesse près du fond sur le flanc doux augmente du fait de la réduction de la profondeur d'eau et, au contraire, diminue au niveau du flanc raide (Figure I.12-a). Ceci est conforme au principe de conservation des masses (Dyer, 1986). Ce phénomène a pour conséquence d'intensifier la contrainte de cisaillement sur le fond au niveau du flanc doux, ce qui génère une amplification de l'érosion et du transport sédimentaire vers la crête. Selon le même principe, la compétence du courant diminue brusquement juste après le passage de la crête, ce qui peut alors conduire à un brusque dépôt sédimentaire. De plus, cela va également induire une séparation de l'écoulement sur le flanc raide de la dune, selon le pendage de ce dernier, et ainsi créer des macro-turbulences qui peuvent jouer un rôle important dans le transport sédimentaire (Best, 2005).

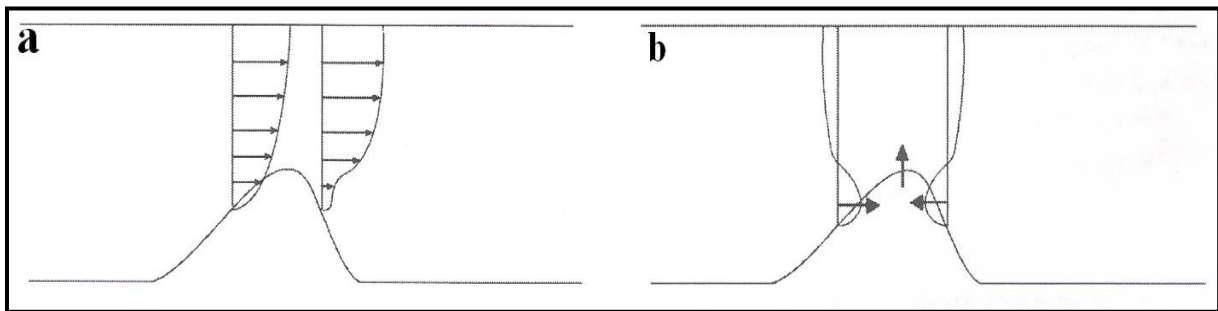


Figure I.12 : Profils de vitesse à l'aplomb d'une dune, dans le cas d'un courant unidirectionnel (a) ; Profils de vitesse moyennés sur le temps (résiduels) au niveau des flancs d'une dune, dans le cas de courantstidaux alternatifs (b) (Tonnon *et al.*, 2007).

Dans le cas d'un écoulement tidal alternatif, la direction des courants change selon que l'on est en flot ou en jusant et les profils de vitesses moyennés sur chacune de ces périodes indiquent des résiduels dirigés vers la crête, quel que soit le flanc considéré (Figure I.12-b). Une cellule de circulation verticale se met alors en place au-dessus du sommet de la dune, ce qui va permettre l'accrétion verticale de cette dernière (Allen, 1980a). Dans le cas d'une marée asymétrique, le transport résiduel résultant est dans la direction du courant dominant, ce qui va accentuer le caractère asymétrique de la dune (Langhorne, 1982).

Un autre effet important à prendre en compte lors du cycle tidal est la modification permanente de la hauteur d'eau. La contrainte de cisaillement sur le fond, étant dépendante de l'épaisseur de la colonne d'eau (Dyer, 1986), elle sera plus élevée lors du jusant que lors du flot. Dans le cas d'une marée symétrique, le taux de transport des sédiments est donc plus important lors du jusant (Tonnon *et al.*, 2007).

Les modifications des caractéristiques du courant dues à la morphologie de la dune vont, par voie de conséquence, influencer la nature sédimentaire de la dune. En effet, l'augmentation des vitesses du courant au niveau de la crête se traduit généralement par des sédiments plus grossiers et mieux triés (Wells & Lüdwick, 1974; Malikides *et al.*, 1989; Stolk, 2000; Garlan, 2004). De Maeyer & Wartel (1988) notent également que les plus grossiers se trouvent généralement juste en aval de la dune. Cette dernière observation peut s'expliquer i) par le fait que l'accumulation des seules particules grossières en sommet de dune engendre des avalanches car les particules fines ont été transportées sous la forme de pluies sableuses par les courants ; ii) par un lessivage des particules les plus fines par le courant de retour au niveau du flanc raide. La tendance à l'affinement du sédiment du pied vers la crête de dune est rarement reportée dans la littérature, néanmoins Harvey (1966) a fait ce constat pour des dunes en Mer d'Irlande situées à des profondeurs d'environ 150 mètres.

1.2.2.2 Influence du mode de transport sédimentaire sur l'évolution des dunes

La morphodynamique des dunes dépend des propriétés de l'écoulement sus-jacent, mais le mode de transport sédimentaire l'influence également de manière forte.

Le transport sédimentaire en milieu aqueux est complexe car dépendant d'une multitude de paramètres tels que la densité, la viscosité, le type d'écoulement et la vitesse du fluide porteur, ainsi que la taille, la forme et les propriétés de surfaces des grains (Chamley, 1987). Lorsque le seuil de mobilité est atteint, les particules peuvent présenter trois principaux modes de transport, continus ou interrompus, qui peuvent apparaître simultanément (Figure I.13). Ainsi, il est possible de distinguer la suspension, le charriage et/ou la saltation. Ces deux derniers modes de déplacement se produisent sur, ou à proximité, du fond et sont généralement confondus en un seul mode (Cugier, 2000).

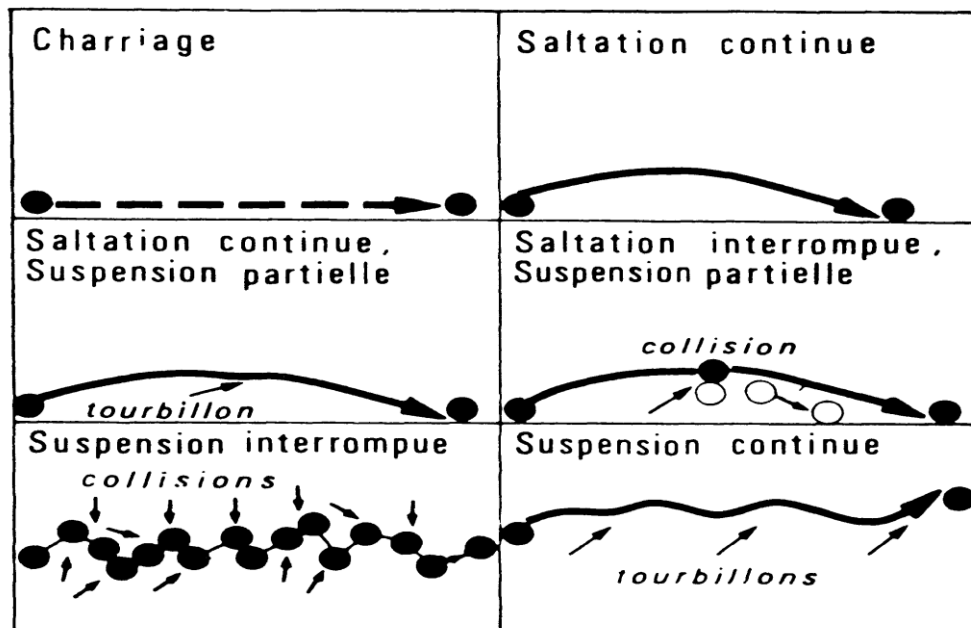


Figure I.13 : Principaux modes de transport des particules indépendantes (d'après Leeder, 1982, in Chamley, 1987).

Les phénomènes présentés précédemment comme étant à l'origine de l'évolution des corps dunaires ne sont possibles que si le transport par charriage est dominant. Tonnon *et al.* (2007) montrent, grâce à l'utilisation du modèle numérique DELFT3D, que la dune a tendance à s'affaisser lorsque le transport en suspension est dominant car les particules remises en suspension sur les flancs sont transportées et déposées au-delà de la dune. Bijsterbosh *et al.* (2004) ont également étudié l'impact du transport en suspension dans l'évolution des dunes en intégrant une formule de transport en suspension dans un modèle numérique, développé par Németh (2003), prenant en compte l'évolution du fond marin. Ils montrent que ce mode de transport a tendance à diminuer le taux de croissance de la dune, surtout lorsque les conditions de houle sont fortes. La considération de ce mode de transport a pour conséquence de diminuer la taille de saturation de la dune d'environ 7 %.

La dominance d'un mode de transport sur un autre va être dépendante de la vitesse des courants, mais également d'autres facteurs :

- La taille des sédiments va avoir tendance à privilégier un type de transport. Dans les eaux côtières, le transport peut être considéré comme étant fait entièrement par charriage pour des graviers dont la taille est supérieure à 2 mm, selon Soulsby & Damgaard (2005). Pour des sables grossiers (entre 0,3 et 2 mm), le charriage est dominant, avec néanmoins une proportion non négligeable de suspension dans le cas de conditions hydrodynamiques fortes. Pour des sables fins (taille inférieure à 0,3 mm), le transport en suspension est dominant.
- La rugosité du fond induite par la présence de petits corps sédimentaires, telles que les rides, va intensifier la génération de turbulence et par conséquent, influencer le transport sédimentaire. Ainsi, van der Werf *et al.* (2006) ont remarqué qu'un fond présentant des rides induit, pour un écoulement donné, une remise en suspension beaucoup plus importante qu'un fond plat.

1.2.2.3. Mécanismes dynamiques à l'échelle de la dune

L'un des principaux mécanismes permettant l'évolution des dunes est l'avalanche. En effet, une grande quantité de sédiment peut être transportée jusqu'à la crête, en réponse à l'intensification de l'hydrodynamisme (Figure I.12-a) et se déposer dans la partie supérieure du flanc raide. Ceci est possible jusqu'à ce que l'angle maximal de stabilité, de l'ordre de 35°, soit atteint et déclenche alors un glissement du sédiment vers le pied de pente ce qui entraîne une progradation de la dune (Berné *et al.*, 1989). De la même manière que pour les écoulements turbiditiques, mais à plus petite échelle, la fraction fine du sédiment peut être remise en suspension lors de l'avalanche. Celle-ci décante par la suite sous la forme d'une pluie sableuse et vient draper, selon l'hydrodynamisme, le flanc raide de la dune ou l'espace inter-dune ou encore le flanc doux de la dune suivante. La sédimentation au front d'une dune consiste donc en une superposition de différentes phases d'avalanche dans lesquelles vient parfois s'intercaler une phase de pluie sableuse.

La présence de structures surimposées à une dune peut également influencer sur l'évolution de cette dernière. De nombreuses études (*e.g.* Dalrymple, 1984; Idier *et al.*, 2002; Idier & Astruc, 2004) ont montré la migration simultanée de ces deux corps sédimentaires, avec néanmoins une vitesse de mouvement beaucoup plus élevée pour les corps surimposés. Idier & Astruc (2004) notent que des mégarides peuvent se former au pied de la dune et migrer, suivant la direction des courants résiduels, le long du flanc doux jusqu'à la crête (Figure I.14).

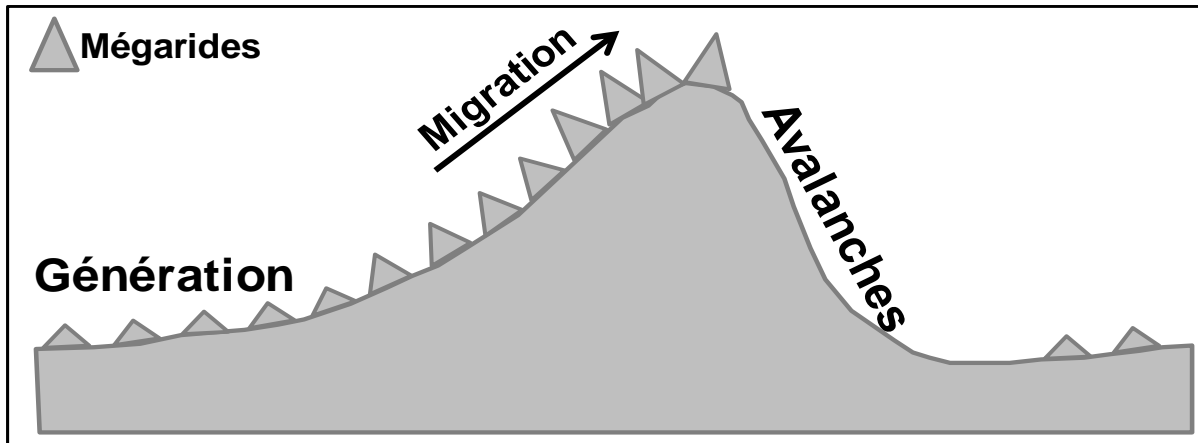


Figure I.14 : Dynamique des mégarides surimposées à une dune hôte : impact sur l'évolution de la dune (d'après Idier *et al.*, 2004, modifié)

Pendant cette migration, leur hauteur augmente sous l'effet de l'accélération des courants (McCave & Langhorne, 1982) et, en parallèle, leur longueur d'onde diminue. L'accumulation de sédiment dans la partie sommitale de la dune hôte va finir par engendrer une avalanche sableuse et ainsi permettre à cette dernière de migrer (Langhorne, 1982).

En fait, dans la partie superficielle de la dune, zone où le sédiment est plus facilement mobilisable, les rides agissent comme un tapis roulant de sédiments (Berné *et al.*, 1989). D'ailleurs, Belderson *et al.* (1982) considèrent que les dunes présentant des corps surimposés constituent un bon indicateur d'un transport sédimentaire actif.

1.2.3. Evolution, migration et structure interne

L'observation *in situ* sur le long terme a permis de mettre en évidence le fait que les dunes évoluent et migrent. Cette migration dépend d'une multitude de paramètres tels que l'hydrodynamisme, la morphologie, la granulométrie, *etc.*

1.2.3.1 Variabilité de la vitesse de migration

Il est possible de distinguer les dunes sous-marines en fonction de leur mobilité. Les dunes peuvent être : i) actives, lorsqu'elles connaissent des migrations régulières. Souvent elles présentent des pentes bien marquées témoignant de cette activité migratoire ; ii) moribondes, lorsque les

migrations sont réduites; iii) fossiles, lorsqu'elles ne migrent plus et ne restent que des témoins d'une dynamique révolue (Herget & Carling, 2004; Trentesaux & Malengros, 2008).

Les dunes moribondes sont situées généralement dans des environnements caractérisés par un hydrodynamisme faible. Leur morphologie est lissée et elles sont régulièrement drapées de sédiments cohésifs, témoins du faible hydrodynamisme (Weber & Chaumillon, 2004; Liu *et al.*, 2007).

Bien que liées aux processus de sédimentation décrits précédemment, les caractéristiques de la migration des dunes sont très variables selon l'environnement dans lequel elles évoluent.

Cette variabilité peut être visible au sein d'une même dune. Par exemple, Ernstsens *et al.* (2004) ont remarqué que les dunes, situées dans un chenal tidal dans la Mer de Wadden, migrent différemment du centre vers les extrémités de la dune. La vitesse de migration augmente du centre vers le côté, ce qui permet alors la formation de barkhanes. Les auteurs observent qu'il n'y a pas de variabilité latérale de vitesse des courants et que la morphologie de la dune est relativement similaire sur toute sa longueur. Ainsi, ils relient ce phénomène à une diminution de la taille des grains constituant la dune du centre vers les extrémités du corps dunaire.

D'un site à l'autre, les vitesses de migration des dunes observées montrent également une importante variabilité. Le Bot (2001) a réalisé une compilation de vitesses de migration pour divers environnements en se basant sur de nombreuses études. Ainsi, elle a pu mettre en évidence que, sur le long terme et dans les environnements influencés par la marée, ces vitesses varient de la quasi-nullité à plusieurs centaines de mètres par an. Kostaschuk *et al.* (1989, *in* Le Bot, 2001) enregistrent des vitesses de migration encore plus fortes, supérieures à 5000 m.an⁻¹ dans des environnements fluviaux. Cette forte valeur s'explique par le fait que, dans ce type de milieu, le transport sédimentaire est unidirectionnel alors que les environnements tidaux connaissent une renverse des courants, ce qui diminue le déplacement résiduel des dunes.

Plusieurs facteurs permettent d'expliquer cette variabilité de la vitesse de migration. Les conditions hydrodynamiques et la quantité de sédiment disponible sont parmi les facteurs les plus importants. Cependant, la morphologie des dunes peut également jouer un rôle essentiel. Plus les dimensions d'une forme sédimentaire sont grandes, plus sa vitesse de migration va être réduite car le volume de sédiment à mobiliser pour qu'un mouvement net soit observé est important (Ernstsens *et al.*, 2004).

Fenster *et al.* (1990) enregistrent, pour un delta de flot situé au niveau de Long Island Sound, une augmentation des vitesses de migration des petites dunes aux grandes dunes puis aux très grandes dunes, avec respectivement 100-300 m.an⁻¹, 25-75 m.an⁻¹ et seulement quelques décimètres par an.

Néanmoins, Garlan (2004), en se basant sur les résultats de Le Bot (2001), a déduit une relation entre la hauteur des dunes géantes en Mer du Nord et leur vitesse de migration (Figure I.15) qui montre une plus forte dynamique des plus grandes dunes.

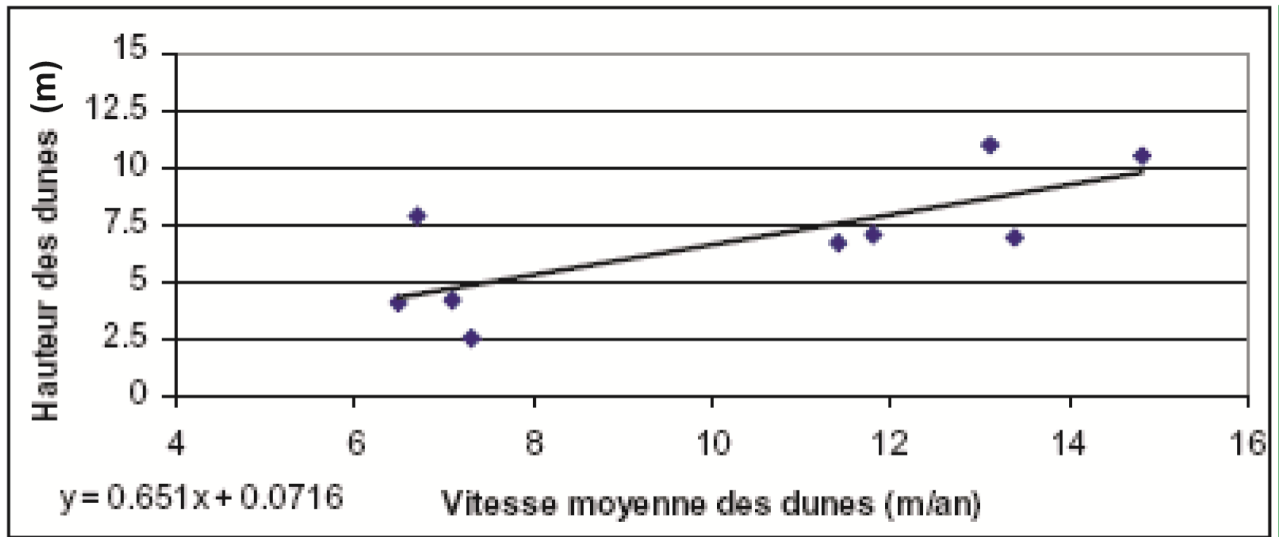


Figure I.15 : Relation entre la hauteur des dunes géantes et leur vitesse moyenne de migration, Mer du Nord (Garlan, 2004, d'après Le Bot, 2001)

Selon l'échelle de temps considérée, les mouvements des dunes peuvent aussi présenter des variations en intensité et en direction car le rôle des différents agents dynamiques peut évoluer au cours du temps.

I.2.3.2 Dynamique liée au forçage tidal

Les courants tidaux jouent un rôle prépondérant dans la dynamique des corps sédimentaires. Beaucoup d'auteurs ont noté que la migration des dunes s'effectue en équilibre avec les conditions hydro-sédimentaires imposées par la marée. Par exemple, Tonnon *et al.* (2007) ont étudié l'évolution et la migration d'une dune artificielle implantée en milieu naturel (symétrique, haute de 1,3 à 4 m et orientée perpendiculairement aux courants) située dans la partie hollandaise de la Mer du Nord, entre 1986 et 2000. Le sable utilisé pour la constituer était identique au sédiment ambiant. Durant la période d'observation, la dune a migré dans la direction du flot dominant, à raison de 5,5 m.an⁻¹ en moyenne, sa hauteur s'est réduite d'environ 0,1 m.an⁻¹ et l'asymétrie s'est développée. Ce type de résultat est représentatif d'une dynamique dunaire à long terme, contrôlée par le forçage tidal.

Cependant, selon la durée d'observation du mouvement des corps sédimentaires, il est possible de voir apparaître une dynamique différente. Lorsque l'on observe le mouvement des dunes à court ou à moyen terme, soit de quelques jours à quelques mois, il est possible de voir apparaître une migration oscillatoire liée à la cyclicité tidale et aux effets non-tidaux. Lors de leur étude sur la dynamique d'une dune sous-marine située en Mer du Nord sur la plate-forme belge, Lanckneus & De Moor (1991) indiquent une oscillation de 29 m en 6 mois. A l'échelle annuelle, ils ont remarqué que cette oscillation n'induit pas réellement de mouvement net de la dune. Au sud de l'Angleterre, Langhorne (1982) enregistre lui aussi une oscillation de 3,5 m pour des dunes d'une hauteur d'environ 60 cm, au

cours d'une période de vives-eaux. Il remarque également que seule la crête oscille alors que le corps de la dune est, quant à lui, relativement stable.

En fait, quand la marée est symétrique, la crête de dune oscille autour d'une position mais son déplacement résiduel à plus long terme est quasi-nul. Pour une marée asymétrique, la migration de la dune peut montrer des oscillations mais présente une direction résiduelle de déplacement.

La vitesse de migration des dunes est également influencée fortement par la présence ou non de corps surimposés. Les petites dunes surimposées se déplacent plus rapidement que les grandes dunes hôtes (Flemming, 2000b; Idier *et al.*, 2002; Idier, 2003). Idier *et al.* (2002) indiquent des valeurs de migration des mégarides pouvant atteindre 1 m.h^{-1} et ils montrent que les dunes sont le siège de deux types d'avalanches. Un premier est dû aux mégarides et favorise la migration des dunes et le second est lié au corps principal de la dune et contribue à la limitation de la hauteur des dunes. Ainsi, comme le rapporte Garlan (2004), la dynamique d'une dune possédant des corps surimposés est contrôlée par deux types de processus, différents d'un point de vue spatio-temporel : i) le processus évènementiel de la dune principale, et ii) les processus instantanés des dunes surimposées qui sont très réactives aux modifications à court terme de l'environnement hydrodynamique (impact des tempêtes).

1.2.3.3 Influence des processus non-tidaux

Il est généralement accepté que les dunes sous-marines connaissent saisonnièrement des changements de leurs dimensions (van Maren, 1998). Ceci est dû au fait qu'il existe une intensification de l'action des vagues durant les périodes d'hiver. Or, selon la profondeur, ces dernières peuvent avoir une action destructrice sur les dunes (Berné *et al.*, 1989).

L'influence des processus non-tidaux est très complexe à considérer dans la dynamique sédimentaire globale du fait du nombre important de facteurs à prendre en compte. Néanmoins, Le Bot & Trentesaux (2004) ont noté que lors des événements de tempêtes, si la direction du vent est stable au cours du temps, les courants induits par les vagues de surface peuvent modifier de manière forte la dynamique sédimentaire. En effet, si ces courants possèdent la même direction que les courants tidaux résiduels, la migration "tidale" des dunes est alors accentuée. Au contraire, si les courants générés par le vent ont une direction inverse aux courants tidaux, ils peuvent, selon leur intensité, amoindrir, annuler, voire inverser les courants de marée et ainsi changer la direction de migration des dunes.

De plus, l'action de la houle peut également avoir pour effet de modifier le mode de transport dominant et donc influencer la dynamique dunaire.

Ces phénomènes, bien qu'étant relativement courts dans le temps, vont donc jouer un rôle primordial dans la morphodynamique des dunes.

I.3. Enregistrements de la migration : structures internes des dunes

Le Bot *et al.* (2000) ont montré que, dans le détroit du Pas de Calais, la dynamique des dunes est en accord avec les caractéristiques du résiduel de marée sur le long terme (10 ans et plus), mais que sur le moyen terme (à quelques années), si les conditions météorologiques montrent une forte fréquence de vents de tempête, les caractéristiques du transport résiduel et de la migration des dunes peuvent être modifiées. La signature de l'influence des différents agents dynamiques se retrouvent dans l'architecture interne des corps (Berné *et al.*, 1988, 1989 ; Berné, 2000 ; Le Bot *et al.*, 2000, 2004).

Pendant longtemps, les problèmes techniques que pose le carottage dans de tels milieux ont induit une absence de véritables données de terrain, et les auteurs ont alors proposé des modèles conceptuels basés sur des considérations théoriques ou sur l'analogie avec les structures intertidales (*e.g.* McCave, 1971; Allen, 1980b). Le modèle développé par Allen (1980b) est sans conteste le plus complet et le plus utilisé : bien que les mécanismes de formation qu'il suggère soient très controversés, les différentes classes qu'il propose correspondent bien aux types de faciès rencontrés à l'affleurement dans des séries anciennes.

Selon Allen (1980b), le degré d'asymétrie de la structure interne et de la morphologie externe d'une dune en équilibre est contrôlé par les courants, uniquement tidaux, près du fond. Pour les dunes sableuses, correspondant aux classes IV-VI selon sa terminologie, les structures internes peuvent varier significativement du fait de la variabilité de l'asymétrie de marée. Ainsi, une marée dissymétrique produit des dunes dont le profil transversal, asymétrique, permet une séparation de l'écoulement et les structures internes associées sont constituées de grands lits frontaux d'avalanche fortement inclinés. Dans ce cas, il est aussi possible d'observer, dans l'architecture interne, des discontinuités dues à l'érosion, qui peuvent alterner avec des drapages de sédiment fin correspondant à la décantation des suspensions lors des périodes de calmes hydrodynamiques. Toujours selon l'auteur, une marée symétrique produit des dunes à section symétrique dont la structure interne est constituée d'une superposition de petites dunes alternativement formées par le flot et le jusant.

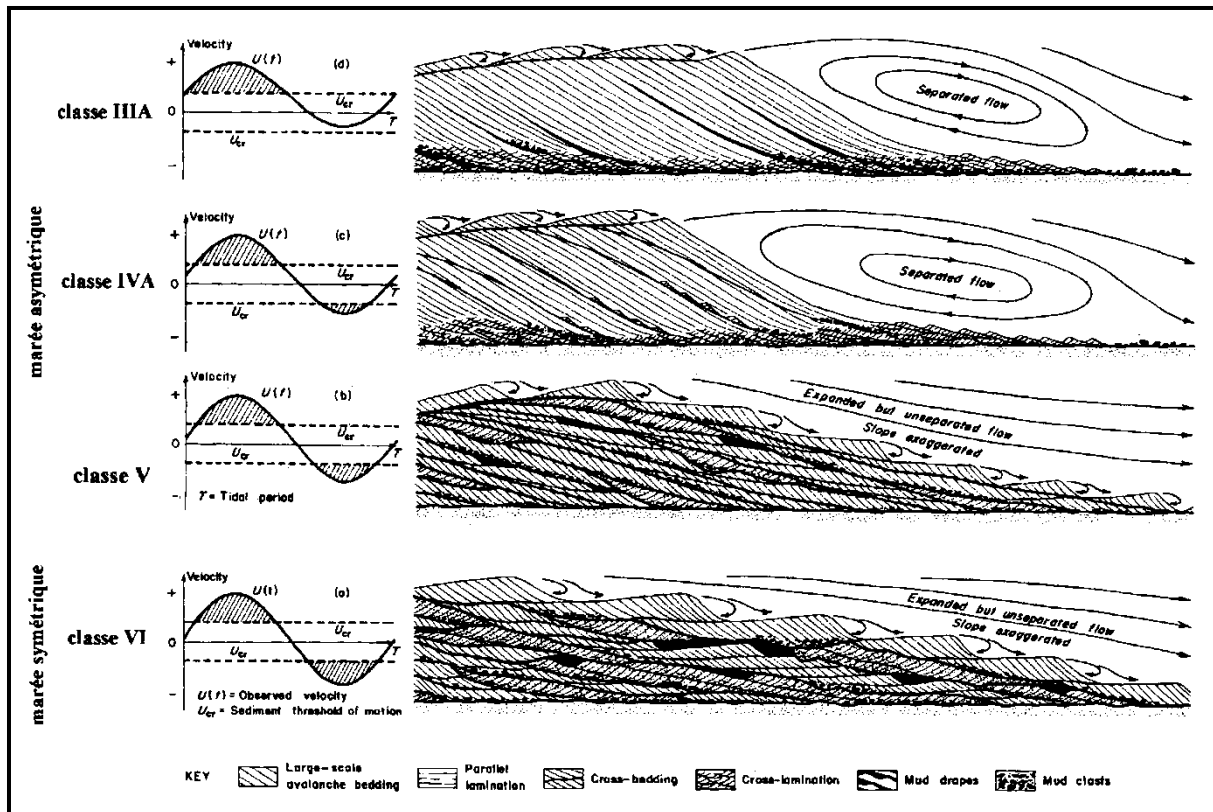


Figure I.16 : Régimes tidaux et modèles de structure interne de dunes (Allen, 1980b).

Par la suite, des auteurs ont étudié la structure interne des corps dunaires, de manière indirecte grâce à de nombreuses données de sismique très haute résolution et parfois de manière directe grâce à des carottages. Grâce à ces observations, ces auteurs ont pu mettre en évidence l'importance de la marée dans la structuration interne des dunes, même s'ils notent également des différences importantes. Ainsi, Berné *et al.* (1988; 1989) décrivent des litages obliques, correspondant aux lits frontaux d'avalanche, interrompus par des discontinuités de second-ordre¹, plus pentues, qu'ils attribuent à l'effet combiné du courant de marée et d'un autre agent dynamique (Figure I.17).

Généralement, il est admis que l'action de la houle puisse générer ces discontinuités, mais ces réflecteurs peuvent être la signature d'autres phénomènes, tels que, par exemple, des débits fluviaux importants dans le cas d'une dune en domaine estuarien (Berné *et al.*, 1993).

¹ Classiquement, la terminologie définie par Brookfield (1977) dans les dunes éoliennes est utilisée pour décrire l'architecture interne des dunes sous-marines. Cette terminologie est basée sur les propriétés géométriques des discontinuités observées ainsi que sur leur hiérarchie au sein du corps sédimentaire. Des discontinuités de 1^{er} ordre correspondent à des réflecteurs horizontaux, les 2nd ordre sont inclinées et les 3^{ème} ordre encore plus pentues.

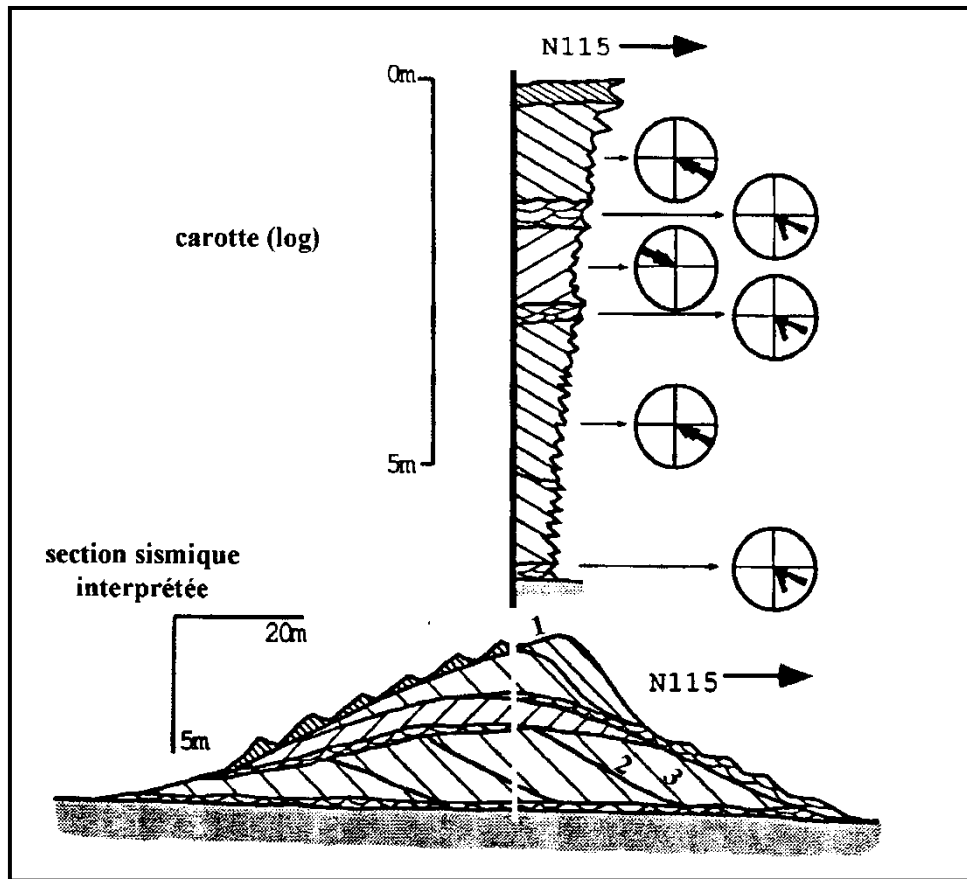


Figure I.17 : Exemple d'organisation interne d'une dune asymétrique en cosets observée par Berné (1991). Les rosaces représentent l'orientation des litages de dune ou de mégarides.

Ainsi, ces auteurs, ainsi que Le Bot & Trentesaux (2004), notent que l'influence des tempêtes, absente du modèle de Allen (1980), est souvent primordiale dans la structuration interne des dunes. La Figure I.18 présente les différents types de structures internes et de morphologies externes en fonction de l'asymétrie et de l'intensité des courants tidaux et de l'intensité des courants induits par le vent.

Sur cette figure, les traits gras dans la structure interne correspondent à des discontinuités de second ordre et les traits fins, quant à eux, sont des discontinuités de troisième ordre. Celles de 2nd ordre sont inclinées dans la même direction que le flanc raide mais avec un pendage plus faible. Berné (1991) associe ces structures à des enregistrements des événements paroxysmaux (surfaces d'érosion), préférentiellement à l'action et à la cyclicité tidale suggérée par Allen (1980b). Les discontinuités de troisième ordre sont inclinées de manière plus importante dans la direction du flanc raide et elles correspondent aux lits frontaux d'avalanche.

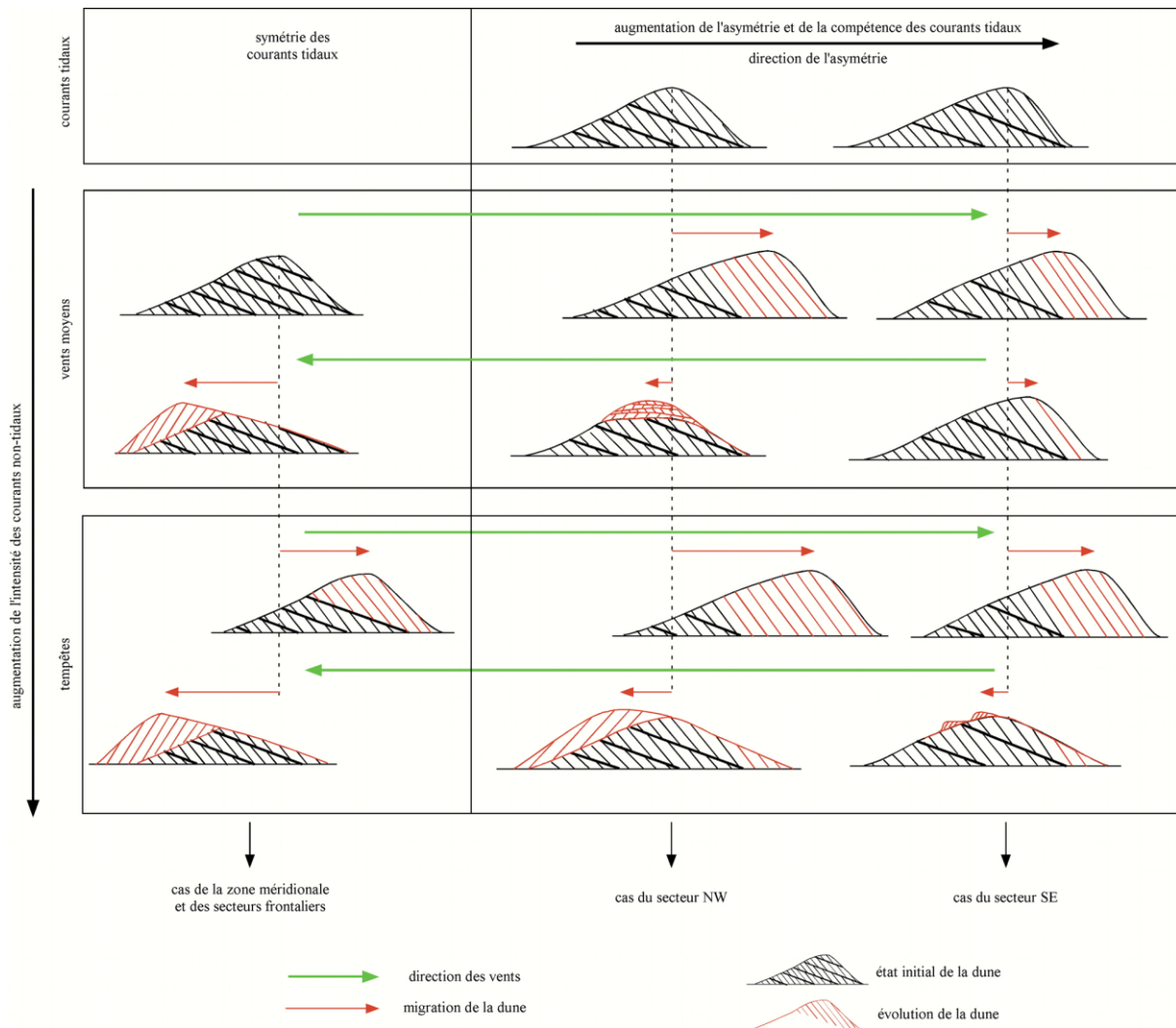


Figure I.18 : Types de structures internes et morphologies externes des dunes sous-marines en fonction de l'asymétrie et de l'intensité des courants tidaux (axe horizontal) et de l'intensité des courants induits par le vent (axe vertical) (Le Bot, 2001).

Il est courant de voir des discontinuités de premier ordre au sein des dunes. Ces dernières sont sub-horizontales et correspondent, si elles sont dans la partie superficielle de la dune, à l'empreinte de migration des corps surimposés (Berné *et al.*, 1988). Lorsqu'elles se situent dans le corps de la dune, ces mêmes auteurs les attribuent à des surfaces d'érosion créées par les tempêtes.

II. Zone d'étude

L'étude porte sur une zone située en Manche orientale, qui constitue un secteur représentatif d'une plate-forme mégatidale, peu profonde, où la couche sédimentaire de fond sablo-graveleuse est hétérogène. L'étude menée est relative à ce contexte.

II.1. Cadre géographique

La Manche se situe entre l'Atlantique Nord et la Mer du Nord. Elle est définie comme une mer épicontinentale, peu profonde, allongée d'Ouest en Est. Ce bassin correspond à une plate-forme continentale faiblement pentée et caractérisé par la présence d'une fosse centrale dont la profondeur atteint 130 mètres.

A partir de critères morphologiques et structuraux, Auffret *et al.* (1982) ont proposé une subdivision de la Manche en deux grands ensembles : la Manche occidentale et la Manche orientale, respectivement à l'Ouest et à l'Est de la presqu'île du Cotentin (Figure I.19). D'un point de vue morphologique, ces deux compartiments constituent deux sous-bassins dont le fonctionnement hydro-sédimentaire diverge de part et d'autre du Cotentin. En particulier, la houle atlantique subit une importante diffraction sur la pointe du Cotentin ; son influence en est donc amoindrie (Grochowski *et al.*, 1993).

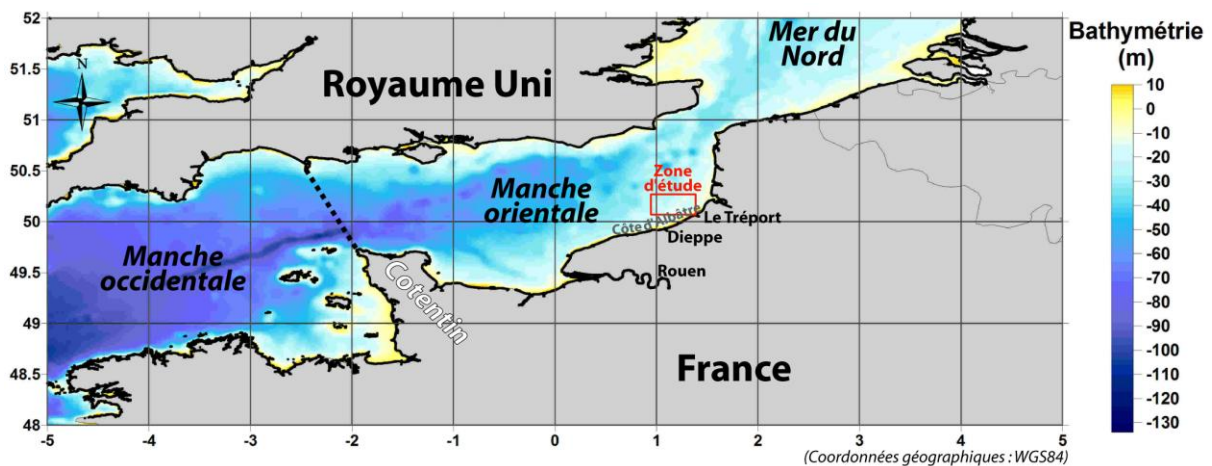


Figure I.19 : Bathymétrie de la Manche et localisation de la zone d'étude. (Données ETOPO)

La zone d'étude se situe en Manche orientale, sur la Côte d'Albâtre, au large de Dieppe et du Tréport (Figure I.19). Elle est située entre 50°00'N et 50°12'N de latitude et 0°45'E et 1°20'E de longitude (système géodésique WGS84), soit entre 4 et 20 milles nautiques de la côte environ. La hauteur d'eau est peu importante sur l'ensemble du domaine d'étude, avec des petits fonds compris entre 10 et 30 m de profondeur.

II.2. Contexte hydrodynamique

La morphodynamique des fonds dans ce secteur est principalement influencée par deux forçages principaux : la marée et ses courants associés ainsi que les vagues induites par les vents.

II.2.1. La marée et les courants tidaux associés

En Manche, comme sur l'ensemble des côtes françaises, l'onde de marée est de type semi-diurne. Du fait de la forme allongée de la Manche, de sa morphologie de type baie (notamment en Baie du Mont-Saint-Michel et dans le Golfe normand-picard) et de sa faible profondeur d'eau, les marnages observés sont parmi les plus importants d'Europe. La Baie du Mont-Saint-Michel enregistre jusqu'à 15 m de marnage et le Golfe normand-picard jusqu'à 11 m (Salomon & Breton, 1991).

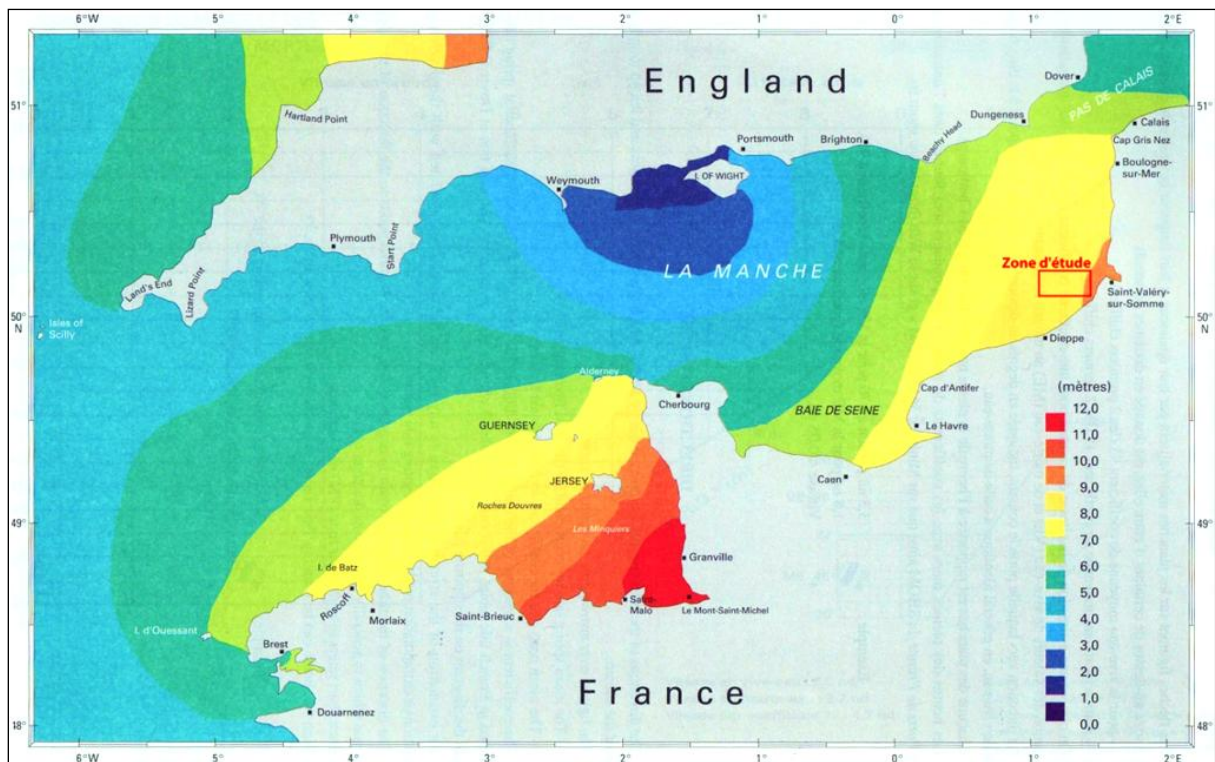


Figure I.20 : Carte des marnages en Manche en vive-eau moyenne issue du modèle Télémac (EDF-DRD, in SHOM, 2000).

Le marnage à Dieppe est de l'ordre de 8,5 m pour une marée de vive-eau moyenne (Figure I.20) et peut dépasser les 10 m lors de vive-eau exceptionnelle (SHOM, 1968).

Les courants de marée associés peuvent atteindre en surface, dans ce secteur, une vitesse maximale de $1,2 \text{ m.s}^{-1}$; cependant, la vitesse maximale moyenne dominante est de $0,9 \text{ m.s}^{-1}$ (Augris, 2004 #100). Du fait de l'asymétrie de la marée, la vitesse maximale du courant de flot est plus importante que celle atteinte en jusant. De nombreuses études par modélisation numérique des courants de marée indiquent

que cette circulation tidale alternative a une composante résiduelle vers la Mer du Nord, autrement dit vers l'Est pour la zone d'étude (Salomon & Breton, 1991; Salomon & Breton, 1993; Bailly du Bois & Dumas, 2005).

Il existe, au large des côtes normandes, un gradient hydrodynamique bien marqué (Figure I.21). L'intensité des courants est maximale au large du Cap d'Antifer et elle décroît en allant vers l'Est avec, respectivement, des vitesses de 1,5 et 0,8 m.s⁻¹ lors des vives-eaux (Bellessort & Migniot, 1986).

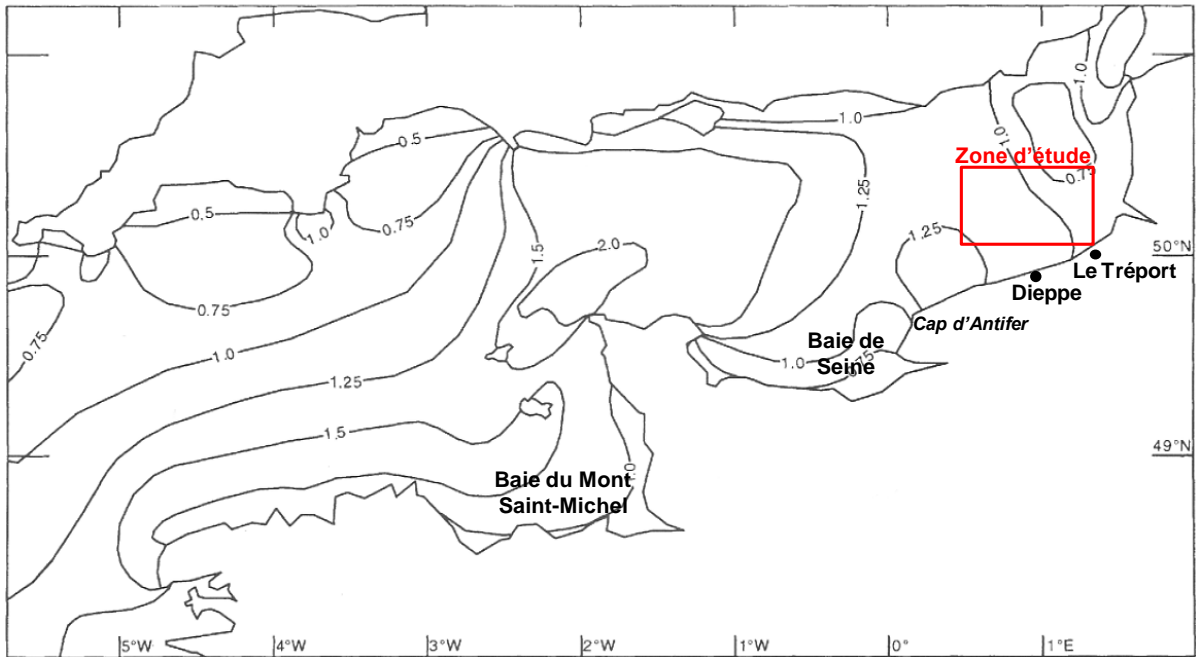


Figure I.21 : Distribution en surface des vitesses maximales des courantstidaux (m.s⁻¹) en Manche. (Larsonneur *et al.*, 1982)

De nombreuses études par modélisation numérique des courants de marée (Salomon & Breton, 1991; Salomon & Breton, 1993; Bailly du Bois & Dumas, 2005) ou par mesures à partir de radio-traceurs (Guegueniat *et al.*, 1995) ont permis de mettre en évidence la circulation générale des masses d'eau imposée par les cycles tidaux en Manche (Figure I.22).

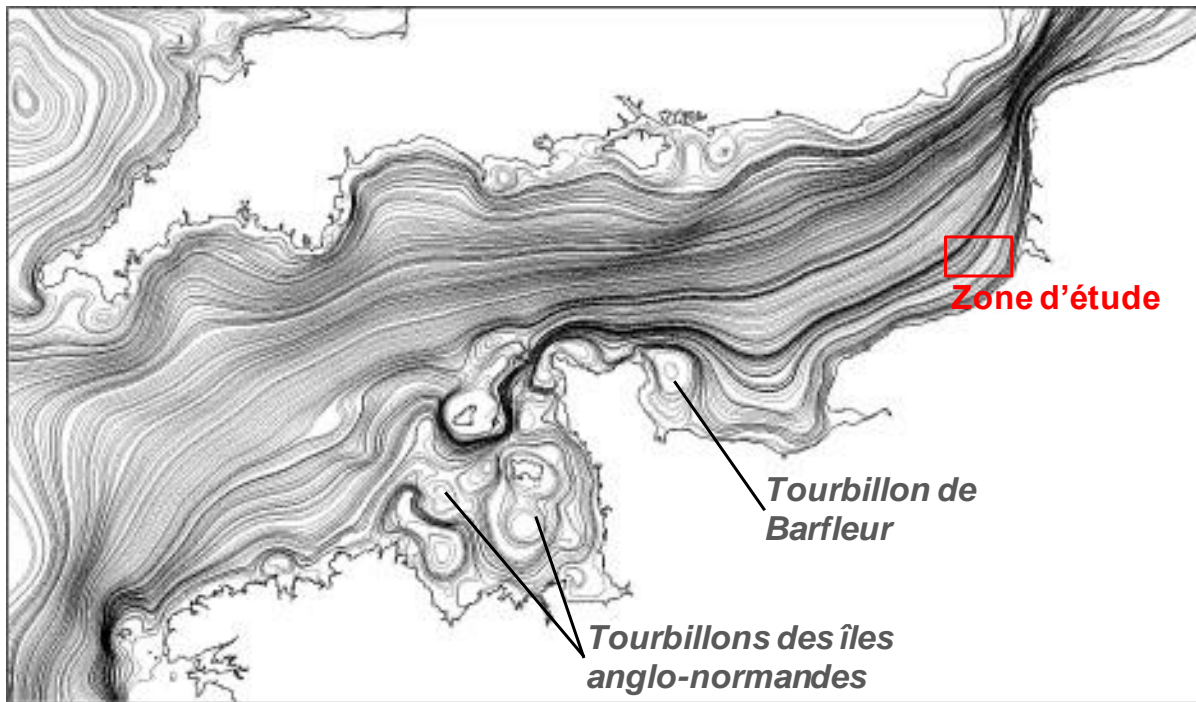


Figure I.22 : Trajectoires résiduelles lagrangiennes issues de modélisation hydrodynamique (modèle MARS, Bailly du Bois & Dumas, 2005)

La circulation résiduelle est caractérisée par : i) un flux central Ouest-Est qui fait transiter les masses d'eau selon une vitesse relativement faible (moins de 2 cm.s^{-1}), depuis l'Atlantique vers la Mer du Nord, et ii) la présence de tourbillons à proximités des côtes et dans les baies, ce qui entraîne une homogénéisation locale des masses d'eau et des temps de transit plus importants.

Toutes les études portant sur la circulation générale des masses d'eau en Manche s'accordent à dire que la circulation tidale alternative a une composante résiduelle vers la Mer du Nord, autrement dit vers l'Est pour notre zone (Figure I.22). Grochowski *et al.* (1993) ont montré, grâce à des simulations numériques, que la dynamique sédimentaire est également dominée par le flot dans la zone d'étude. Leurs résultats montrent que le transport résiduel des sédiments est dirigé vers l'Est, que ce soit sans vent ou avec des vents modérés (vents de Nord-Est et Sud-Ouest de 5 m.s^{-1}).

II.2.2. Les régimes des vents et de la houle

Les vents et les houles associées sont des agents dynamiques à ne pas négliger dans les secteurs à faibles profondeurs car ils sont susceptibles de générer des conditions de forte énergie et de favoriser la mobilité sédimentaire.

II.2.2.1 Les vents

D'un point de vue hydro-sédimentaire, il est nécessaire de prendre en compte l'action des vents car elle permet la génération de la houle et est susceptible de modifier les courants. En Manche, les vents annuels dominants sont de secteurs ouest à sud-ouest, voire à nord-ouest (Bellesort & Migniot, 1986). Ces vents sont associés aux dépressions océaniques islandaises.

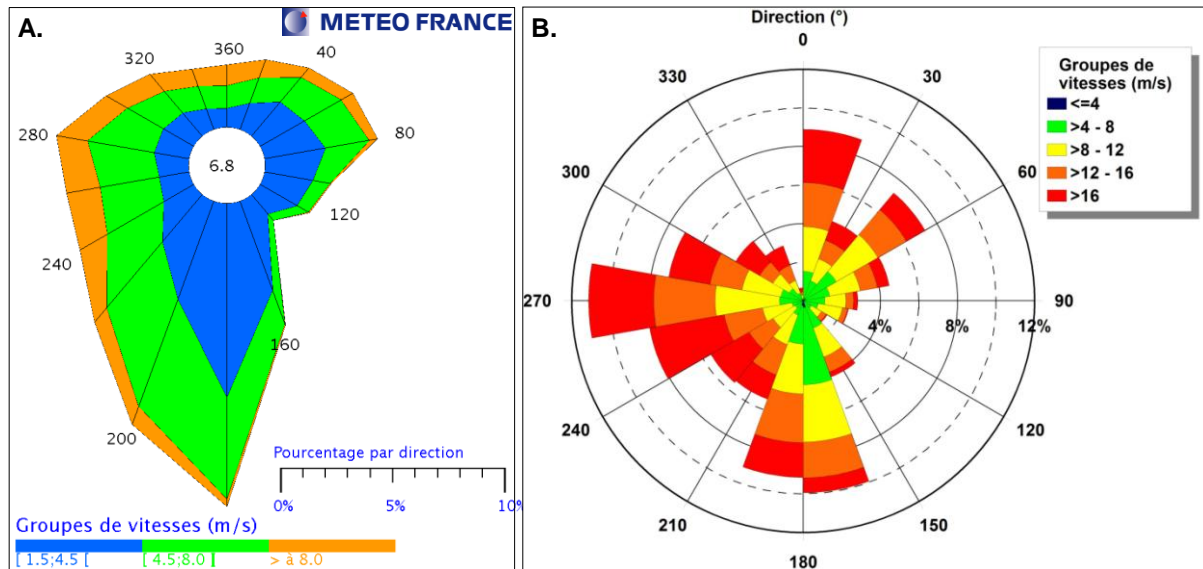


Figure I.23: Roses des vents mesurés à Dieppe entre 1978 et 2006.

A. Fréquence des vents enregistrés à 10 m de hauteur (mesures horaires moyennées sur 10 min), en fonction de leur provenance et de leur intensité (Réalisation Météo-France). **B.** Fréquence des rafales de vent à 10 m de hauteur (mesures quotidiennes), en fonction de leur provenance et de leur intensité (Données Météo-France).

La rose des vents mesurés au niveau du sémaphore de Dieppe entre 1978 et 2006 (Figure I.23-A) permet de vérifier cette tendance: près de 35 % des vents enregistrés sur cette période proviennent de ces directions. Les vents les plus forts, supérieurs ou égaux à 8 m.s^{-1} (Force 5, échelle de Beaufort), sont principalement de secteur Ouest, mais peuvent également provenir du N-NE. Ces conditions de vents représentent 12,6 % du temps sur la période 1978-2006 à Dieppe et sont généralement observées en périodes hivernales. Ces directions préférentielles des vents forts se vérifient lorsque les rafales de vents sont considérées (Figure I.23-B) : les rafales supérieures à 16 m.s^{-1} sont de secteurs O et N-NE. Cette direction NE correspond aux vents générés par l'anticyclone des Açores.

Au regard de cette rose des vents, les directions sud et sud-est semblent également prépondérantes (32 % des vents). Cette spécificité locale est liée à la position géographique du sémaphore de Dieppe : les falaises le protègent des vents de secteurs ouest à sud-ouest et la vallée encaissée de l'Arques (fleuve se jetant à Dieppe) qui est orientée SE contraint les vents de Sud et d'Est en une direction préférentielle S-SE (Claveleau, 2007). Ainsi, les enregistrements des vents effectués à Dieppe ont tendance à surestimer la direction sud et à sous-estimer la direction ouest.

II.2.2.2 La houle

Afin de caractériser le régime de la houle au niveau de la zone d'étude, nous avons utilisé des résultats de simulations numériques extraites de l'atlas numérique d'états de mer ANEMOC le long des côtes françaises construit dans le cadre d'une collaboration entre EDF R&D-LNHE et le CETMEF².

Ces résultats numériques³ sont issus du modèle d'états de mer côtier construit avec TOMAWAK qui modélise l'évolution en espace et en temps du spectre directionnel de variance de la surface de la mer. Ce modèle est à résolution relativement fine le long des côtes françaises (2-4 km). Les résultats décrivant l'évolution des caractéristiques de la houle sont obtenus à partir des données de vent issues de la ré-analyse européenne ERA-40 du Centre Européen de Prévision à Moyen Terme (ECMWF) (champs de vents à 10 m de hauteur, pas de temps de 6 h, pas d'espace de 0,5°) selon des conditions hydrodynamiques stationnaires (niveau d'eau moyen en l'absence de courant de marée). Les résultats numériques ont été validés à l'aide des mesures de bouées du réseau national côtier d'états de mer géré par le CETMEF.

Les simulations ont été réalisées sur une période de 23 ans et 8 mois (du 1^{er} Janvier 1979 au 31 Août 2002 inclus) et fournissent des résultats toutes les heures pour six paramètres réduits du spectre directionnel de la houle. Ici, seuls les résultats relatifs à la hauteur significative de la houle (H_s , en m), la direction moyenne de provenance de la houle (θ_m , en ° par rapport au Nord) et la période moyenne de la houle (T , en s) sont utilisés. La description plus fine du modèle et des paramètres modélisés est présentée en annexe.

La Figure I.24 présente les principales caractéristiques de la houle simulée au niveau de la zone d'étude (Point ANEMOC « Coast_3506 » dont les coordonnées sont 1°07,32'E et 50°06,42'N). Dans la zone d'étude, environ 50% des houles proviennent du secteur ouest sous l'impulsion des vents dominants d'Ouest (Figure I.24-B). Sur la période simulée, la hauteur significative de la houle est inférieure à 1 m pendant 80% du temps et est supérieure à 3 m seulement pendant environ 1 % du temps (Figure I.24-C). La période moyenne de la houle est majoritairement comprise entre 3 et 6 secondes (Figure I.24-D). Ces résultats sont en accord avec des mesures issues de houlographes situés au niveau des centrales nucléaires de Penly et de Paluel (localisation en Figure I.24-A) et synthétisées par le LCHF (Bellesort & Migniot, 1986). Par ailleurs, ces auteurs ont estimé les hauteurs annuelle, décennale et centennale de la houle égales à 4,2 m, 5,8 m et 7,3 m respectivement au niveau de Penly.

² <http://anemoc.cetmef.developpement-durable.gouv.fr/>

³ Ces données ont été mises à disposition dans le cadre d'une convention établie en 2008 entre l'UMR CNRS 6143 « M2C » et le CETMEF.

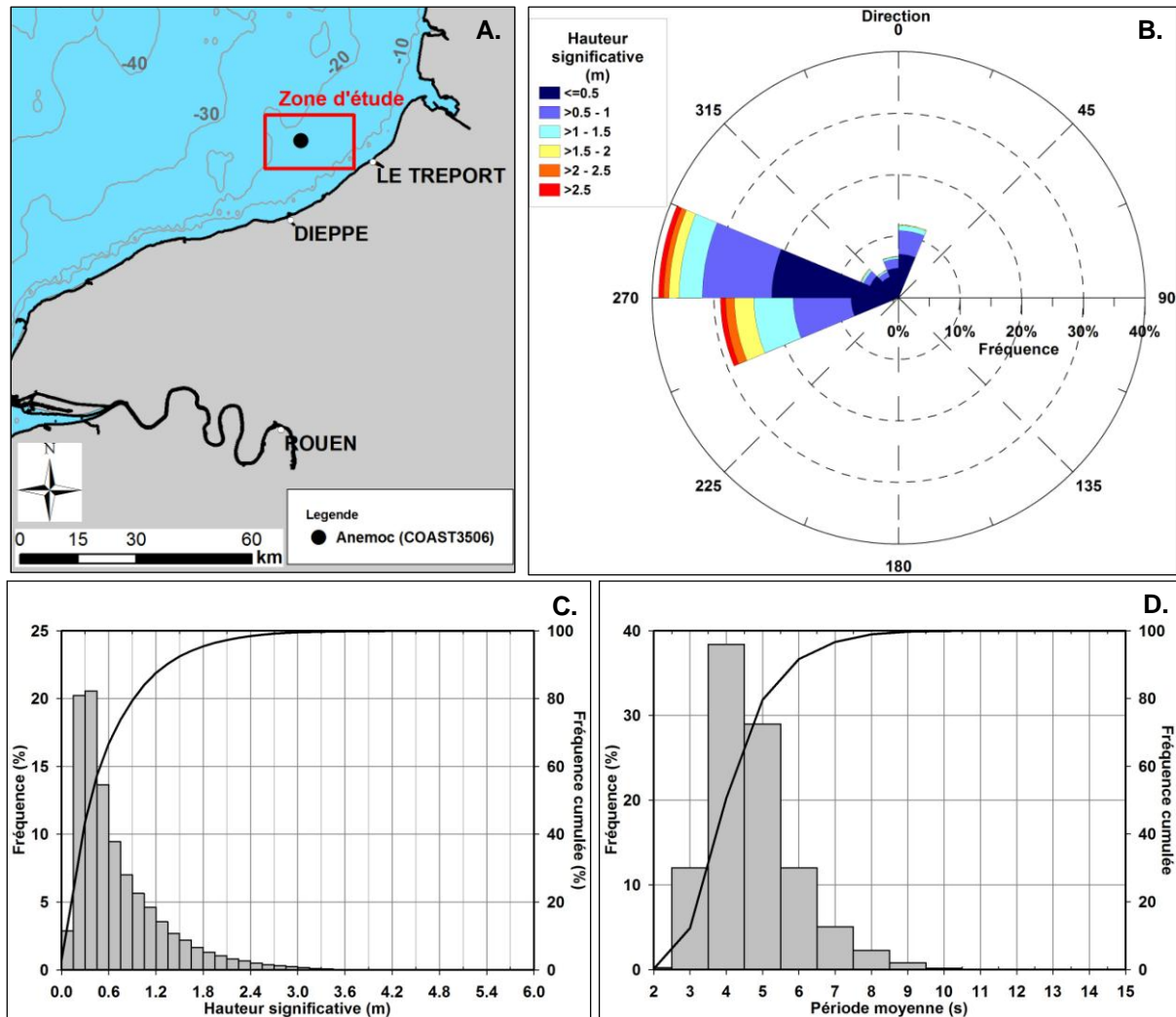


Figure I.24 : Caractéristiques de la houle au large de Dieppe sur la période de 1979 à 2002 (données ANEMOC, point Coast-3506).

A. Localisation du point Coast-3506 correspondant au nœud du maillage côtier analysé ; B. Fréquence de la houle en fonction de sa provenance (mesures horaires) ; C. Histogramme de la hauteur significative moyenne de la houle ; D. Histogramme de la période moyenne de la houle.

La faible période caractéristique de la houle au niveau de la zone d'étude, et plus largement en Manche orientale, est typique de la mer de vent car les trains de houle océanique provenant de l'Atlantique sont fortement contraints par la morphologie de cette mer épicontinentale.

Le fetch, ou distance sur laquelle le vent exerce une action sans rencontrer d'obstacle, est relativement réduit au niveau de la zone d'étude (Figure I.25) : 60 % des vents s'établissent sur moins de 100 km, puis respectivement 31 %, 4 % et 5 % des vents peuvent avoir une action sur des distances comprises entre 100 et 300 km, entre 300 et 500 km et supérieure à 500 km. Les secteurs où les vents sont dominants, à savoir principalement les secteurs ouest, sont caractérisés par des distances de fetch importantes.

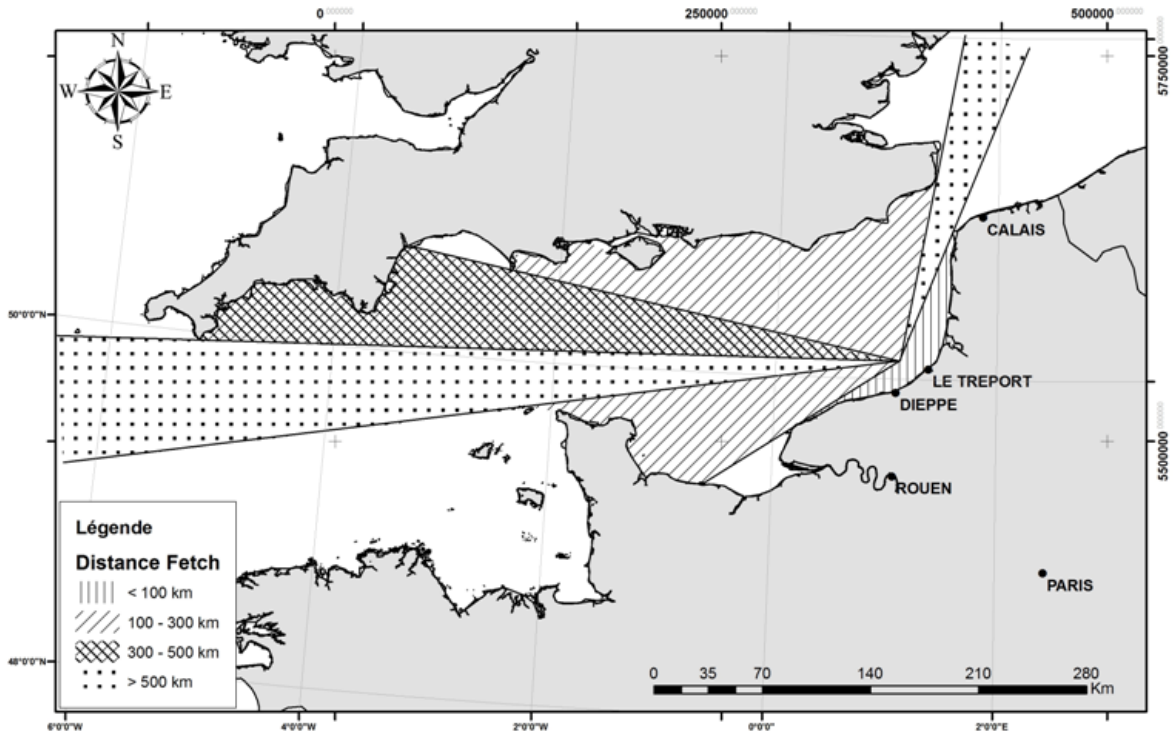


Figure I.25 : Estimation du fetch au niveau de la zone d'étude.

Projection UTM 31N (croisillons) ; système géodésique : WGS84 (grille)

La présence du Cotentin protège le bassin de la Manche orientale des houles océaniques dont l'énergie va partiellement être dissipée par réfraction (Grochowski *et al.*, 1993). De plus, du fait de la faible bathymétrie observée notamment au large des côtes normandes (moins de 40 m), l'énergie de la houle de longue période est rapidement dissipée par frottement sur le fond.

II.3. Contexte morpho-sédimentaire

La couverture sédimentaire superficielle de la Manche n'est pas homogène : elle est caractérisée par une hétérogénéité sédimentaire de nature, de forme (grains de quartz arrondis, fragments de silex anguleux, coquilles entières et fragmentées aplaties) et de taille des particules (sédiments sablo-graveleux, mélanges plurimodaux, mauvais tri des sédiments, ...). La Manche présente des zones de dépôts sédimentaires superficiels qui, en terme de granulométrie, sont directement dépendants des vitesses maximales des courants tidaux : les gradients hydrodynamiques existant en Manche (Figure I.21) ont induit des gradients d'affinement des sédiments (Figure I.26) (Auffret, 1982 #102; Larssonneur, 1978 #103; Auffret, 1975 #159; Cabioch, 1977 #173). Cette hétérogénéité sédimentaire influence le transport sédimentaire et le rend alors plus complexe à appréhender et à quantifier.

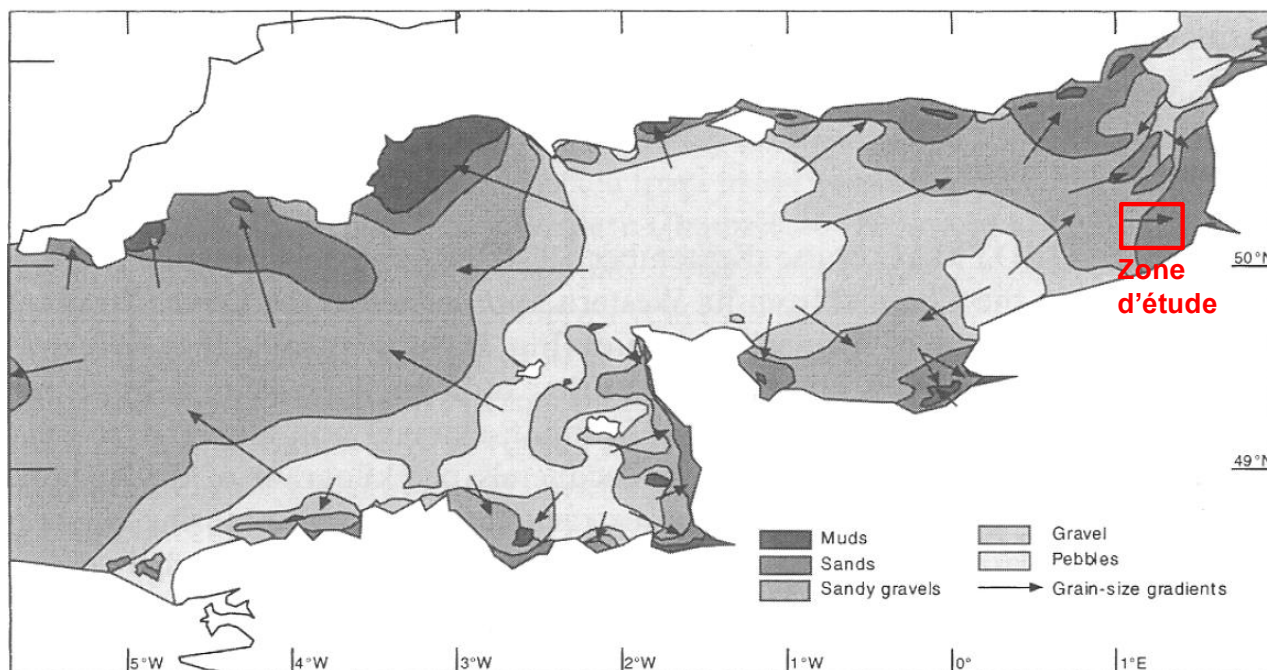


Figure I.26 : Répartition des sédiments superficiels en Manche et gradients d'affinement sédimentaires (Larsonneur *et al.*, 1978).

La Manche Centrale est caractérisée par plusieurs zones de cailloutis au niveau des points de resserrement du bassin : une vaste zone au large du Cotentin et une autre au niveau du Déroit du Pas-de-Calais. Entre ces différents secteurs, des gradients sédimentaires décroissants (passage des cailloutis aux sables moyens à fins) se met en place progressivement à la fois vers l'entrée ouest de la Manche et à l'Est jusqu'au Pas-de-Calais. Les dépôts fins, de type vase, sont rares en Manche : ils se cantonnent aux estuaires et aux baies, dont les principales sont la Baie du Mont-Saint-Michel (Ehrhold *et al.*, 1998), la Baie de Seine (Lafite, 2001; Deloffre, 2005; Delsinne, 2005), la Baie de Somme (Dupont, 1981) et les baies picardes (Deloffre, 2005).

La carte de synthèse des sédiments superficiels en Manche de Larsonneur *et al.* (1978) met en évidence une différence nette concernant la nature et l'origine des sédiments présents en Manche occidentale et en Manche orientale, respectivement composés de matériel principalement bioclastique et terrigène. Les sédiments marins en Manche s'organisent selon différentes « couches sédimentaires » au-dessus du substratum : il peut y avoir un pavage de cailloutis immobile sous les conditions hydrodynamiques actuelles (Le Bot, 2001), surmonté par endroits d'un prisme sédimentaire (ex : Baie de Seine, Baie de Somme, *etc.*). Ainsi, du fait des faibles profondeurs, de l'hydrodynamisme et du disponible sédimentaire variable selon le secteur considéré, la morphologie des fonds sablo-graveleux en Manche est très diversifiée : dunes en barkhanes, dunes rectilignes, bancs sableux, rubans sableux, *etc.* D'ailleurs, Belderson *et al.* (1982) ont défini les principaux corps sédimentaires façonnés par les

courants tidaux en se basant sur la description des fonds autour des îles britanniques, dont la Manche fait partie.

La zone d'étude se situe sur le prisme sédimentaire picard, au large de la Baie de Somme. Ce prisme sédimentaire est le résultat d'un remaniement des sédiments lors de la transgression Holocène (Dewez, 1988) et il constitue un site exceptionnel de stockage de sédiments fins (Augris, 2004 #100). Ce secteur est caractérisé par la présence de bancs sableux modelés par de nombreuses dunes sous-marines dont les dimensions et les caractéristiques morphologiques sont extrêmement variées (Figure I.27). La description détaillée des corps sédimentaires modelant la zone d'étude sera donnée dans le chapitre II.

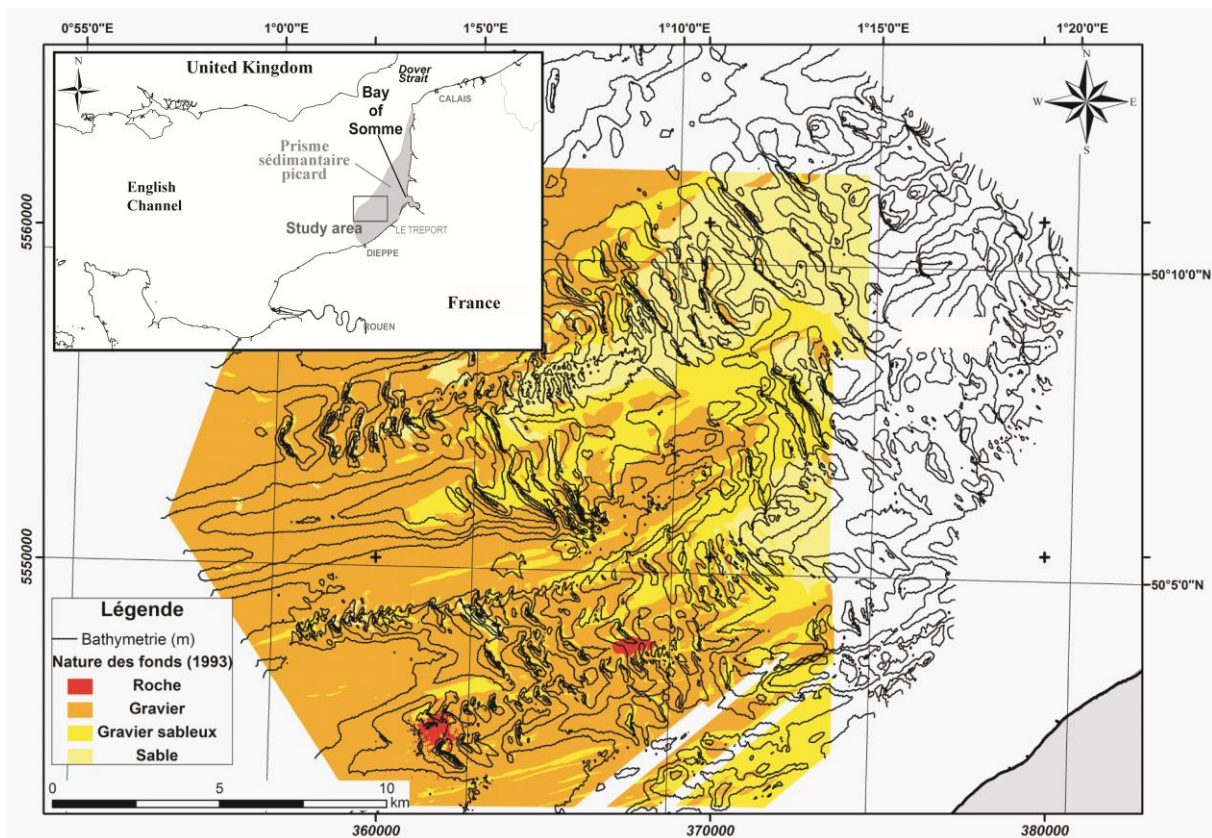


Figure I.27 : Cadre morpho-sédimentaire de la zone d'étude.

Nature du fond, issue d'interprétation sonar, et bathymétrie : données SHOM, 1993.

Projection UTM 31N (croisillons) ; système géodésique : WGS84 (grille)

II.4. Le compartiment benthique

De nombreux organismes vivent en relation directe avec les sédiments. En fonction de leur abondance, de leur mode de vie, *etc.*, ils peuvent modifier les propriétés de la couche de fond sédimentaire et par conséquent, influencer la mobilité sédimentaire. Ces interactions entre le sédiment et les organismes ont été particulièrement bien décrites dans les environnements estuariens et/ou

intertidaux du fait de leur accessibilité aisée et de l'abondance des organismes présents (*e.g.* Meadows *et al.*, 1990; Fries *et al.*, 1999; Widdows *et al.*, 2000; Andersen *et al.*, 2002; Uncles, 2002; Andersen *et al.*, 2005). Peu d'études ont été réalisées dans les environnements subtidaux marins (*e.g.* Wheatcroft, 1994; Wright *et al.*, 1997; Rowden *et al.*, 1998), mais il semblerait néanmoins que le rôle des organismes vivants sur l'environnement sédimentaire soit, selon certaines conditions, relativement important (*e.g.* Borsje *et al.*, 2008).

II.4.1. Généralités

Le benthos concerne l'ensemble des espèces vivant en interaction avec les fonds marins. Des distinctions peuvent se faire selon une multitude de critères. Warwick (1984) rappelle les principaux critères permettant de caractériser et de classer le benthos : le poids, le développement, la reproduction, la durée de vie des générations, la dispersion, la taille, les types trophiques et l'activité de l'organisme.

On distingue le benthos animal, ou zoobenthos (vers, mollusques, crustacés, échinodermes...), et le benthos végétal, ou phytobenthos (algues). La taille des organismes est un critère classiquement utilisé pour distinguer le benthos. Généralement, les critères de taille définis par Mare (1942) sont retenus et on différencie alors le microbenthos (taille des organismes inférieure à 45 μm), du méiobenthos (tailles comprises entre 45 μm et 1 mm) et du macrobenthos (taille supérieure à 1 mm). Dauvin (1997) rappelle que de nombreux auteurs divergent quant à la valeur de cette limite entre méiobenthos et macrobenthos ; néanmoins, nous considérerons la classification de Mare (1942) dans la suite de cette étude.

La faune benthique étant située dans les premiers centimètres de la couche sédimentaire de fond, les interactions existant entre le benthos et le sédiment sont nombreuses et complexes. Par exemple, les organismes bioturbateurs, tantôt favorisent l'érosion du fond par une déstabilisation du milieu sédimentaire en augmentant la porosité, en induisant une réorganisation granulométrique, *etc.* (Rowden *et al.*, 1998; Ropert, 1999; Ropert & Dauvin, 2000), tantôt stabilisent les fonds en compactant le sédiment (Meadows *et al.*, 1990).

Les organismes peuvent également influencer sur la rugosité du fond. Cela peut être fait de manière directe, en fonction de la taille et de l'abondance des organismes, mais aussi de manière indirecte. Les structures biogéniques telles que les tubes de polychètes, les monts de particules rejetées par ces organismes, *etc.* favorisent la formation de rides sédimentaires sur les fonds marins, ce qui peut faciliter la mobilité sédimentaire. A l'inverse, il a été aussi démontré que l'activité bioturbatrice avait la capacité de détruire des rides sédimentaires, diminuant de ce fait la rugosité du fond.

L'activité des organismes benthiques entraîne un phénomène de bioturbation dans les premiers centimètres du sédiment se traduisant par un remaniement de ce dernier (Dauvin, 1997). Ceci a pour

effet, d'une part, d'augmenter l'hétérogénéité du sédiment, et d'autre part, de provoquer non seulement une action sur les processus biogéochimiques à l'interface eau/sédiment mais aussi dans le sédiment. La bioturbation entraîne également un enfouissement de particules organiques dans le sédiment, ou un relargage des produits de la minéralisation dans la colonne d'eau. De plus, Andersen *et al.* (2002, 2005) ont montré que la bioturbation pouvait également avoir pour effet d'augmenter l'érodabilité des fonds en zones intertidales. Les organismes benthiques marins influencent également la dynamique des sédiments en agissant : (a) sur la rugosité par la présence d'espèces en nombre important, de colonies ou de bancs, de débris de coquillages, et (b) sur les propriétés géotechniques du sédiment (Guillén *et al.*, 2008).

La dynamique des populations benthiques est influencée par l'hydrodynamisme ambiant. Le constat inverse peut quelque fois être fait également. En effet, les organismes établis en champs ou en colonies peuvent induire une modification importante des caractéristiques de l'écoulement. Ceci se traduit souvent par une diminution de la vitesse des courants au niveau du fond, lorsque l'écoulement est en contact avec les organismes. Par exemple, Ehrhold *et al.* (1998) notent que des populations à crépidules induisent un envasement des fonds car elles modifient le gradient hydrodynamique en introduisant une rupture brutale des vitesses de courants.

Des études ont été menées par de nombreux auteurs sur les liens existant entre les variations environnementales (profondeur, gradient sédimentaire, hydrodynamisme...), et la diversité et la répartition des communautés benthiques. Par exemple, Gentil et Cabioch (1997) ont montré, à partir de données granulométriques et biologiques récoltées entre 1971 et 1975, qu'en Baie de Seine, la répartition et la diversité des unités de peuplements benthiques reconnues sont directement liées au double gradient sédimentaire et hydrologique.

Dans une étude concernant la partie belge de la Mer du Nord, Moulaert *et al.* (2007) ont mis en évidence que la répartition et le nombre des espèces de la faune benthique étaient liés à la taille du grain moyen, la profondeur et la salinité, selon l'échelle spatiale étudiée et la localisation des prélèvements. Cependant, il est de leur avis de penser que des facteurs biotiques (compétition entre espèces, prédation...) agissent également. Pour Seiderer et Newell (1999), la distribution des communautés marines dans les habitats sédimentaires est plutôt contrôlée par des interactions complexes entre des facteurs physiques et biologiques à l'interface eau-sédiment que par les propriétés granulométriques elles-mêmes.

II.4.2. Les communautés et habitats benthiques en Manche orientale

Beaucoup d'études ont été menées sur la faune benthique en Manche. Par exemple, Dewarumez et Davoult (*in* Dauvin, 1997) montrent que différents facteurs tels que les facteurs astronomique, géographique, hydrographique, géologique et anthropique, influencent la structuration des communautés benthiques. Ainsi, ces auteurs définissent cinq grandes unités biosédimentaires en

Manche orientale et dans le Sud de la Mer du Nord : i) le peuplement des cailloutis à épibiose sessile, ii) le peuplement de la gravelle à *Amphioxus lanceolatus*, iii) le peuplement de l'hétérogène envasé, iv) le peuplement des sables fins à moyens propres à *Ophelia borealis*, et v) le peuplement des sables fins envasés à *Abra alba*.

L'ensemble des études menées sur les habitats benthiques a été compilé dans le cadre du projet REBENT. Ce projet, porté par IFREMER, a permis d'établir une carte présentant les espèces dominantes et caractéristiques en fonction du milieu (principalement défini par sa granulométrie) pour la Manche orientale, selon la typologie EUNIS (European Nature Information System) (Figure I.28). Cette typologie est une référence de classification des habitats pour les domaines terrestres, dulçaquicoles, et marins et elle correspond à un classement hiérarchique des habitats et du benthos qui y sont associés. Cette classification permet, pour le domaine marin, d'accéder à des niveaux de précision allant de la simple distinction entre les types rocheux ou meubles (niveau 2), intégrant d'une part, le mode d'exposition et le type de substrat (niveau 3), puis, d'autre part, la notion de groupement fonctionnel d'habitats (niveau 4) jusqu'à l'identification précise des peuplements benthiques définis par la présence d'espèces dominantes ou de groupes d'espèces caractéristiques (niveaux 5 et 6) (source : www.rebent.org). .

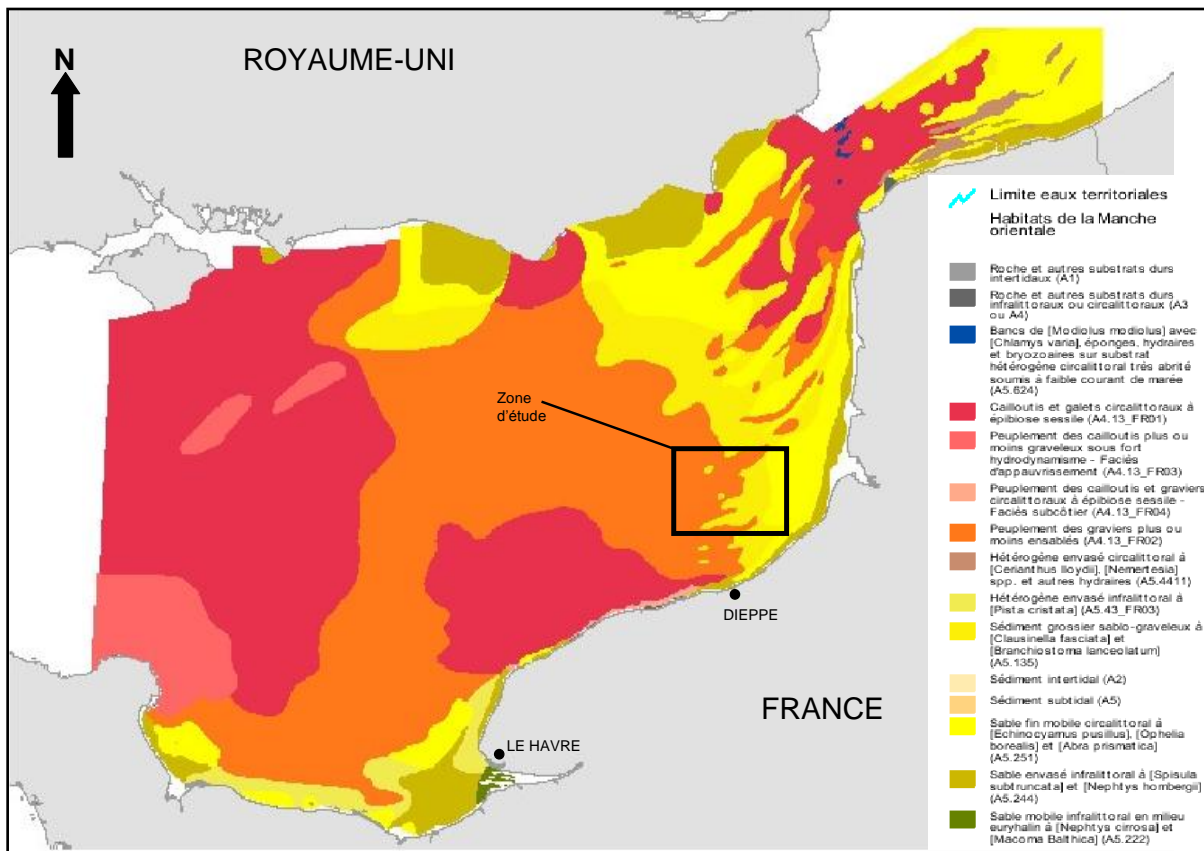


Figure I.28: Compilation de cartes d'habitats (typologie EUNIS) en Manche orientale.

(Sources L. Cabioch, F. Gentil, R. Glaçon, C. Retière, D. Davoult, J.-M. Dewarumez, J. Prygiel, A. Richard, 1978 et 1988) - Echelle : 1 / 100 000 à 1 / 200 000. Produit numérique REBENT.

Cette carte peut être mise en relation avec celle de Larssonneur *et al.* (1978) (Figure I.26) où l'on retrouve des contours similaires entre sédiments et types d'habitats. D'après Cabioch *et al.* (1978) et Davoult *et al.* (1988), la Manche orientale, et particulièrement la zone d'étude, est caractérisée par des peuplements de graviers plus ou moins ensablés, de sédiments grossiers sablo-graveleux à *Clausinella fasciata* et *Branchiostoma lanceolatum*, de sédiments hétérogènes envasés à *Pista cristata*, et de sables fins mobiles à *Echinocyamus pusillus*, *Ophelia borealis* et *Abra prismatica*. La zone d'étude se situe dans un secteur de transition selon la classification EUNIS.

III. Méthodologie d'étude

L'étude des fonds marins, même peu profonds, a longtemps posé problème du fait de sa relative inaccessibilité. Depuis quelques décennies, les progrès techniques ont permis d'améliorer considérablement nos connaissances concernant les sédiments de surface, les premiers mètres de sédiments superficiels et de l'environnement marin, et ainsi permettre de mieux appréhender la dynamique des corps sédimentaires aquatiques.

Avant le développement de méthodes d'observation indirecte des fonds marins, seules les observations directes étaient disponibles (photographie sous-marine, observation de plongeurs). Ces dernières étaient particulièrement difficiles à mettre en œuvre dès que les profondeurs devenaient importantes (au-delà de quelques dizaines de mètres) et ne permettaient pas l'étude de surfaces importantes : il était donc délicat d'obtenir le recul nécessaire à la connaissance et à la compréhension globale des fonds marins. Aujourd'hui, de nombreux outils d'observation *in situ* sont à disposition afin de caractériser les fonds sous-marins, ainsi que d'étudier la dynamique des figures sédimentaires. Ainsi, la localisation des formes sédimentaires, leur géométrie, la nature du sédiment les constituant, leur mouvement, *etc.*, peuvent être définis avec une excellente résolution spatiale grâce aux outils géo-acoustiques tels que le sondage bathymétrique multifaisceaux (SMF), l'imagerie par sonar à balayage latéral et la sismique très haute résolution. Le changement est surtout intervenu avec l'arrivée du GPS différentiel et des SMF petits fonds qui sont, en fait, réellement opérationnels de façon conjointe depuis le début des années 2000. De plus, de nombreux capteurs (courantomètres, turbidimètres, granulomètres laser *in situ*, *etc.*) peuvent être utilisés pour caractériser l'hydrodynamisme et les processus hydro-sédimentaires dans le milieu étudié.

III.1. Stratégie d'étude

Dans le but d'avoir une vision globale de la dynamique morpho-sédimentaire du secteur étudié, de nombreuses méthodes de mesures ont été utilisées. Toutes ces méthodes permettent d'avoir différentes approches en fonction des objectifs souhaités. L'ensemble des données recueillies et acquises pendant les différentes campagnes à la mer a permis de caractériser l'hydrodynamisme, la morphologie et la nature superficielle des fonds de la zone étudiée, et d'accéder à la structuration interne des dépôts sédimentaires. Tous les outils utilisés lors de ces campagnes sont complémentaires et permettent d'avoir une approche multi-scalaire, tant d'un point de vue spatial que temporel. Les outils que nous avons déployés correspondent à ceux classiquement utilisés pour ce type d'étude. Ainsi, l'objectif de cette partie n'est pas de détailler avec précision leur principe et les protocoles d'acquisition et de traitement, mais plutôt d'indiquer dans quels buts ils ont été mis en œuvre et comment ils ont été utilisés lors de cette étude.

III.1.1. Caractérisation de l'hydrodynamisme

Dans le but de comprendre les processus gouvernant la dynamique globale du système et de les quantifier, il est indispensable de caractériser l'hydrodynamisme de l'environnement. Ainsi, les mesures de courant réalisées grâce à des courantomètres (profileur ou ponctuel), permettent d'accéder aux caractéristiques de l'écoulement du fluide liées aux courants tidaux et non-tidaux (vent et houle). Ces informations sont primordiales car elles permettent de définir les périodes où les sédiments peuvent être mobilisés et d'estimer les quantités de sédiment transportées. Les sédiments constituant les dunes marines sont classiquement des sables fins à grossiers, ou des mélange sablo-graveleux : le charriage est souvent dominant dans la dynamique sédimentaire. Ainsi, lorsque les flux de sédiments sont étudiés, des courantomètres, ponctuels généralement, sont mis en œuvre le plus près possible du fond, dans le but de mesurer les vitesses des courants au niveau de l'interface eau – sédiment. Dans ce type d'étude, les courantomètres peuvent être associés à des sondes de turbidités au niveau du fond et ainsi tenter d'identifier des seuils de mise en mouvement du sédiment.

Durant cette étude, plusieurs types de courantomètres ont été mouillés au cours de différentes campagnes : un courantomètre Acoustique Profileur à effet Doppler (ADP) 1MHz Sontek, appartenant à l'Université de Rouen et un ADCP 1200 RDI prêté par le laboratoire Géodal de l'Université de Dunkerque. Les courantomètres profileurs permettent de mesurer les courants sur toute la colonne d'eau (intensité et direction) mais également de définir l'état de la mer car les caractéristiques de la houle (Hauteur significative⁴ et période) sont déduites des mesures de pression. Deux courantomètres ponctuels à effet Doppler (Aquadopp) ont également été utilisés pour mesurer les courants près du fond. Des sondes de turbidité YSI 6920 ont été associées aux ADP pour mesurer la turbidité au niveau du fond et ainsi tenter de voir l'impact des courants.

Les erreurs liées aux appareils de mesure sont relativement faibles. Pour les courantomètres de type ADP, les précisions sur la composante horizontale et sur la direction sont de l'ordre de $4,8 \text{ cm.s}^{-1}$ et 2° respectivement. Pour les courantomètres ponctuels, la précision est encore meilleure : l'erreur de mesure de la composante horizontale est inférieure à $0,5 \text{ cm.s}^{-1}$ et celle de la direction est inférieure à 2° (Idier, 2003).

Il est également nécessaire de prendre en compte les conditions météorologiques lors de l'analyse des mesures de courant afin d'identifier leur impact sur l'hydrodynamisme. Pour cela, nous avons acquis les données horaires enregistrées continuellement par le sémaphore de Dieppe (intensité et direction du vent, pression barométrique).

⁴ Hs : Moyenne des hauteurs du tiers supérieur des vagues.

III.1.2. Caractérisation du fond marin

Avant de tenter de comprendre la dynamique morpho-sédimentaire d'un secteur, il est nécessaire de connaître précisément la nature des sédiments marins superficiels et de mettre en évidence et caractériser les structures liées à cette dynamique.

III.1.2.1 Etude des formes sédimentaires et des sédiments superficiels

Le sondage bathymétrique correspond à des mesures de la profondeur d'eau et fournit donc une image de la morphologie du fond marin étudié. Les systèmes permettant ce type de mesures ont évolué au cours du temps. Les données les plus anciennes proviennent de sondages bathymétriques réalisés à l'aide du plomb suifé. Cette technique consistait à descendre un plomb de sonde à la verticale du bateau jusqu'au fond et la hauteur d'eau était déduite avec exactitude de la ligne filée. Par la suite, cette méthode a disparu au profit des outils géo-acoustiques : les sondeurs mono-, puis multi-faisceaux (SMF). Il est évident que la méthodologie ancienne est moins précise que celle mise en œuvre actuellement. Néanmoins, en prenant en compte les corrections à apporter et les incertitudes liées à la mesure par plomb suifé, il est admis que la marge d'erreur est inférieure à 10 m pour ce qui est du positionnement et inférieure à 1 m sur la verticale (Chaumillon *et al.*, 2002; Weber, 2004; Chaumillon *et al.*, 2008). Aujourd'hui, la résolution des cartes bathymétriques ne cesse de s'améliorer et permet de caractériser des corps sédimentaires dont les dimensions sont de plus en plus réduites.

Lors de cette étude, les instruments géo-acoustiques dont nous disposions étaient fournis et mis en œuvre par IFREMER-GENAVIR : système multi-faisceaux EM1000 de Kongsberg SIMRAD (95 kHz). La vitesse du bateau lors des levés bathymétriques était comprise entre 5 et 8 nœuds et l'ouverture angulaire du sondeur était généralement de 150° (parfois réduite à 140°, voire 130° lorsque les faisceaux extrêmes étaient de mauvaise qualité). Lors de ces campagnes, le positionnement a été obtenu grâce à l'utilisation de GPS. La résolution verticale de l'EM1000 varie latéralement et correspond théoriquement à 1% de la hauteur d'eau (données constructeur), soit entre 20 et 40 cm sur la zone d'étude. Cependant, elle est généralement considérée comme légèrement inférieure au mètre (Lurton, 1998; Ehrhold, 2003). La précision horizontale de ce type de levé dépend de l'ouverture angulaire et, surtout, de la vitesse du bateau lors du sondage. Ici, les vitesses adoptées étaient comprises entre 5 et 8 nœuds, ce qui correspond à une résolution horizontale de l'ordre de quelques mètres.

Le sondeur multi-faisceaux fournit également une image acoustique du fond basée sur sa réflectivité, informant sur la nature du sédiment.

Le sonar à balayage latéral nous renseigne lui aussi, de manière moins précise, sur la morphologie des fonds marins, mais également sur sa nature sédimentaire (principalement la granulométrie). Dans les années 1980, les images de sonar à balayage latéral, dont l'emploi était jusqu'alors limité à la recherche des roches et épaves pour l'hydrographie, ont gagné en profondeur de

champ. Ainsi, elles sont devenues plus exploitables, permettant de visualiser les dunes, mégarides et certaines variations de la réflexion des fonds marins (Garlan, 2004). Cet outil correspond à un poisson, émetteur-récepteur, remorqué et il fournit une information surfacique de la rétrodiffusion du fond sur une largeur d'environ 200 m. Du fait de cette caractéristique, il peut couvrir de larges étendues de manière relativement rapide : couverture d'environ 1 à 8 km² par heure selon les paramètres d'acquisition (Ehrhold, 2004). A partir de cette image acoustique du fond (sonogramme), il est possible de définir de grands ensembles faciologiques basés sur la granularité du sédiment et les corps sédimentaires de grandes dimensions (Figure I.29, exemple de dunes de type barkhane). La précision du géo-référencement des données est moins bonne que pour le sondage bathymétrique car l'engin est remorqué alors que le positionnement GPS fournit la position du bateau. Ainsi, la précision horizontale n'est de l'ordre que de quelques mètres, voire dizaines de mètres.

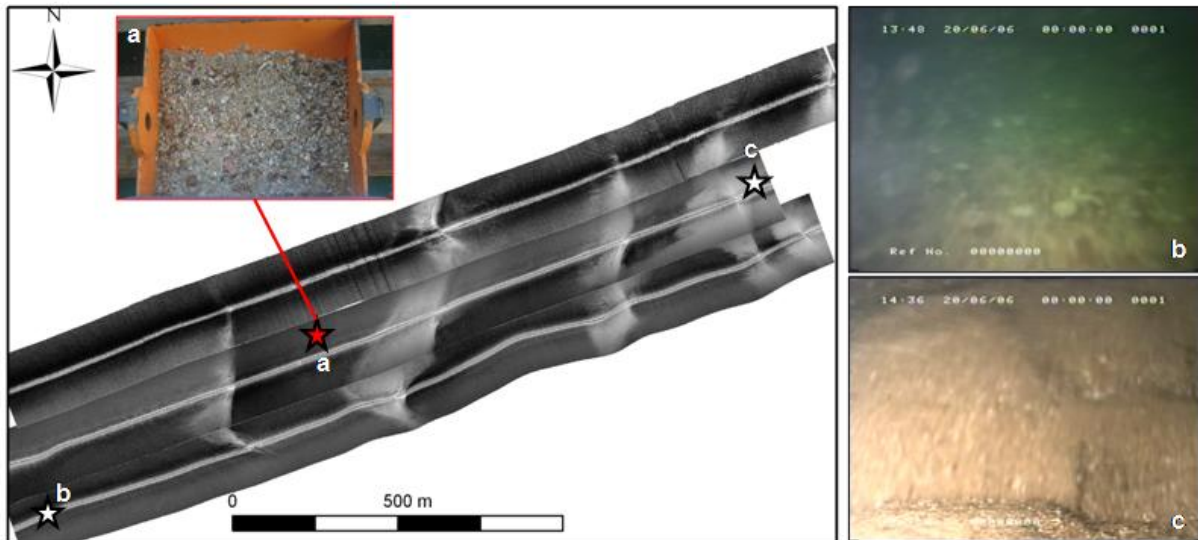


Figure I.29 : Exemple de sonogramme (ALABTR06, Juin 2006), d'un prélèvement sédimentaire (a ; MOSAG07, Juillet 2007) et d'extraits issus de vidéo sous-marine (b & c ; ALBATR06, Juin 2006) réalisés sur un secteur couvert de dunes sous-marines.

La vidéo sous-marine est un complément utile pour affiner la caractérisation de la couverture sédimentaire superficielle sur des surfaces de quelques mètres carrés (Figure I.29-b et -c). Cet outil permet notamment de (i) calibrer l'imagerie acoustique obtenue par sonar à balayage latéral ou le SMF, (ii) visualiser des petites structures sédimentaires comme les rides qui sont indécélables par méthodes acoustiques, (iii) visualiser le sédiment en place et observer l'agencement des grains les uns par rapport aux autres, *etc.* La mise en œuvre de ce type de mesure nécessite des conditions météorologiques relativement bonnes pour permettre la mise à l'eau de la caméra et pour éviter que l'eau ne soit troublée par le sédiment mis en suspension du fait de l'agitation du milieu.

Pendant la durée de l'étude, la vidéo sous-marine (caméra vidéo sur une troïka) n'a été mise en œuvre qu'en Juin 2006. Par la suite, cet outil n'a pas été utilisé, soit parce que les conditions météorologiques n'étaient pas adéquates, soit parce que des problèmes techniques sont survenus.

A l'inverse des outils présentés précédemment, **les prélèvements sédimentaires** de la couverture superficielle fournissent une information directe du fond marin, même si cela n'est que très ponctuel. Ces prélèvements ont été réalisés grâce à une benne Shipeck et sont nécessaires à toute étude sédimentologique car ils permettent d'accéder à la « réalité terrain » (Figure I.29-a). Les échantillons prélevés font l'objet d'une analyse granulométrique classique afin de définir précisément la nature du sédiment et ainsi calibrer plus finement l'imagerie acoustique.

Dans le but de définir toutes les caractéristiques du fond marin, il peut s'avérer pertinent de caractériser les communautés benthiques du site étudié car elles peuvent participer à sa structuration. Pour réaliser de telles observations, des efforts techniques doivent être apportés : la simple observation directe du fond marin nécessite l'action de plongeurs (Wright *et al.*, 1997), l'utilisation de systèmes de vidéo sous-marine tractés ou fixes (*e.g.* James *et al.*, 2007), ou **des prélèvements bio-sédimentaires** réalisés à l'aide de différentes bennes (Van Ven, Hamon, *etc.*). Lors de cette étude, des prélèvements bio-sédimentaires ont été effectués grâce à l'utilisation d'une mini-benne Hamon permettant l'échantillonnage d'une surface de 0,2 m². Trois réplicats ont été réalisés pour chaque site d'échantillonnage. A partir de ces échantillons, il a été possible d'identifier et de caractériser les espèces et les communautés benthiques présentes sur le site, et d'en calculer l'abondance et la richesse spécifique.

Les systèmes de classification automatique des fonds peuvent également être utilisés pour caractériser la nature sédimentaire du fond marin. Ces outils se basent sur l'analyse statistique de la forme d'un écho acoustique renvoyé par le fond car elle est influencée par les propriétés physiques des sédiments superficiels et de la subsurface immédiate. Par exemple, un fond vaseux absorbe une grande quantité d'énergie, ce qui fait que l'on observe un faible degré de rétro-diffusion et l'écho correspondant montrera alors un pic de faible intensité. A l'inverse, pour un fond caillouteux, la trace de l'écho sera élevée car il y a beaucoup de rétro-diffusion. Les caractéristiques influençant la réponse incluent les propriétés sédimentaires (taille des grains, *etc.*), la morphologie des fonds, la rugosité et la dureté des fonds, la présence de benthos, *etc.* (Ehrhold, 2000) (Figure I.30).

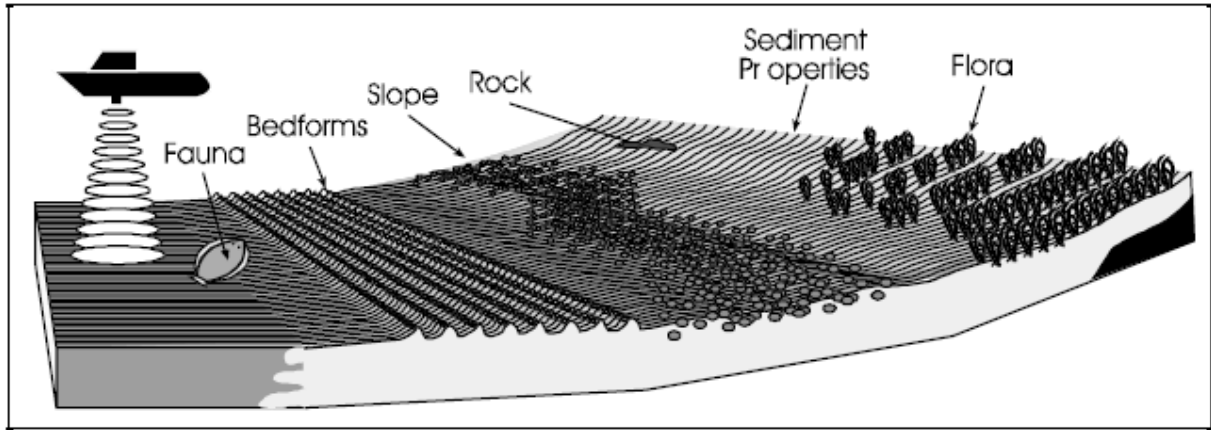


Figure I.30 : Caractéristiques du fond marin influençant la forme de l'écho (Watt, 2007).

Plusieurs systèmes de classification automatiques ou semi-automatiques des fonds sont commercialisés : **RoxAnn**, qui permet de transformer les signaux émis par le sondeur bathymétrique mono-faisceau en indices de rugosité (E1) et de dureté (E2) ; **QTC**, qui extrait 166 paramètres statistiques de la forme de l'écho sur lesquels une ACP est réalisée afin de définir des classes représentant les différentes signatures acoustiques de la zone prospectée.

Dans le cadre de cette étude, le SHOM a fourni les données RoxAnn dont il disposait sur la zone. Garlan (2004) note qu'actuellement les systèmes de classification semi-automatique des fonds paraissent performants pour aider le sédimentologue dans sa recherche de zones de dépôt homogène, mais qu'ils ne conduisent pas encore réellement à définir la nature des fonds sans un post-traitement réalisé à l'aide de prélèvements sédimentaires.

III.1.2.2 Etude de l'architecture interne des corps sédimentaires

La sismique THR (Très Haute Résolution) permet d'accéder aux structures internes des corps sédimentaires. Grâce à cet outil, il est possible d'analyser la signature des différents agents dynamiques et de mieux comprendre les processus à l'origine de la migration des dunes (Berné *et al.*, 1988; Berné, 2000; Le Bot *et al.*, 2000; Le Bot & Trentesaux, 2004). La résolution verticale de ces outils dépend principalement de la fréquence d'émission (plus elle est élevée, meilleure est la résolution) et du type de sédiment constituant les fonds marins. L'étude de la couverture sédimentaire superficielle ne nécessite pas une pénétration du signal dans le sédiment supérieure à quelques mètres, voire dizaines de mètres mais nécessite la meilleure résolution verticale possible. Dans ce but, des appareils sismiques haute-fréquence (généralement comprise entre 2,5 et 3,5 kHz) ont été utilisés, dont le sondeur de sédiment EDO-Western 3,5 kHz, appartenant au parc d'instrumentation INSU. Du fait des caractéristiques des systèmes déployés lors de l'étude et du sédiment constituant la zone d'étude, la résolution est de l'ordre de quelques décimètres, voire du mètre (Maroni, 1997; Weber, 2004), pour une profondeur de pénétration variant entre 10 et 15 mètres environ.

Le calibrage des données sismiques est normalement réalisé à l'aide de carottage, mais cela n'a pu être réalisé dans le cadre de cette étude du fait de l'absence de système national dédié aux sédiments sablo-graveleux.

III.1.3. Etude de l'évolution de la morphologie et de la nature du fond

Les différents outils utilisés dans cette étude sont complémentaires car ils ne sont pas tous pertinents selon les échelles spatiale et temporelle considérées. Le Tableau I-2 présente les pas de temps d'observation pour lesquels les différents outils sont adaptés.

Tableau I-2 : Présentation des outils disponibles pour étudier la morphodynamique des corps sédimentaires en fonction des échelles de temps pour lesquelles ils sont adaptés.

Outils Pas de temps	Bathymétrie	Sonar à Balayage Latéral	Sismique THR	Mesures hydro-sédimentaires (courantomètres, turbidimètres, etc.)
Cycle de marée	X			X
Saisonnier	X	X		X
Pluri-annuel	X	X	X	
Pluri-décennal	X	X	X	

Les sondages bathymétriques, qu'ils soient mono- ou multi-faisceaux se révèlent être pertinents pour suivre l'évolution des fonds marins, et cela, quel que soit le pas de temps considéré. Grâce à ces mesures, la mise en évidence et la quantification de l'évolution morphologique des fonds marins peut se faire simplement en réalisant un différentiel bathymétrique entre deux dates de levés et il est ainsi possible de mettre en évidence les migrations résiduelles de corps sédimentaires (Le Bot, 2001; Idier *et al.*, 2002; Idier, 2003; Degrendele *et al.*, 2004; Ernstsens *et al.*, 2004; Chaumillon *et al.*, 2008; Eilertsen *et al.*, 2008). Les résolutions spatiale et verticale de ces mesures étant excellentes, elles sont adaptées à des pas de temps très courts, tout comme à une échelle temporelle pluri-décennale. Néanmoins, sur de grands pas de temps, des incertitudes liées au changement de méthodologie peuvent apparaître, diminuant ainsi la précision des résultats. De plus, Wever (2004) rappelle que l'identification et le suivi d'une figure sédimentaire lors de mesures bathymétriques répétées peut se révéler délicate lorsque le laps de temps entre les levés est trop important car la morphologie d'une dune peut totalement changer (phénomène d'amalgamation, lissage de la dune, ...).

La répétition de mesures de sonar à balayage latéral permet de voir comment évoluent les faciès sédimentaires (Lankneus & de Moor, 1991; Reynaud *et al.*, 1999; Weihua *et al.*, 2008). Cependant, du fait de sa précision moyenne concernant le géoréférencement des données, le sonar ne peut pas être utilisé pour des pas de temps inférieurs à celui des saisons.

Les mesures hydrodynamiques peuvent être, en théorie, mises en œuvre sur de très longues périodes. Mais, dans la pratique, le mouillage de matériels de mesures océanographiques physiques ne peut excéder quelques mois, surtout pour un site côtier tel que celui choisi pour cette étude car le trafic

et les activités de pêche y sont importants et le risque de ne pas retrouver ses instruments y est réel (détérioration accidentelle ou volontaire, vol, etc.), ce qui fut le cas au cours de cette étude.

III.2. Données utilisées

Dans le but d'étudier la dynamique des dunes sous-marines présentes dans la zone prospectée, des données relatives à ces différentes méthodes ont été utilisées. Certaines de ces données avaient été déjà acquises par l'Université de Rouen ou par d'autres organismes. Au cours de cette thèse, de nombreuses mesures complémentaires ont dûes être réalisées. La stratégie de mesures et de prélèvements adoptée dans cette étude a consisté à travailler sur des boîtes orientées Ouest – Est afin de bien prendre en compte le gradient décrit précédemment.

La zone d'étude a pour particularité de contenir une zone minée lors de la Seconde Guerre Mondiale. Ainsi, toutes les mesures induisant une interaction directe avec le fond (prélèvement, mise en place de mouillage, etc.) n'ont pu y être réalisées, ce qui a parfois compliqué sa caractérisation fine.

III.2.1. Données préexistantes

La première partie de cette étude a consisté à établir un état des lieux et à traiter et / ou numériser les données disponibles dans les archives du SHOM. Cette recherche nous a permis de voir qu'il existait relativement peu de données sur ce secteur. Seules deux campagnes de mesures, réalisées par le SHOM en 1937 et en 1993, ont été recensées :

- Le levé de 1937 (**minute SHOM 4.4.13¹⁴**) correspond à des sondages au plomb suiffé ;
- Le levé de 1993 (**Campagne SHOM 97-14**) comprend des sondages bathymétriques mono-faisceau, de l'imagerie sonar latéral et des données issues du système de classification du fond RoxAnn.

Malgré la rareté des données anciennes relatives à la zone d'étude, elles permettent néanmoins d'étudier l'évolution du secteur sur un pas de temps pluri-décennal (56 ans), ce qui est relativement rare, du fait de la difficulté à obtenir des données anciennes fiables.

La localisation des levés bathymétriques réalisés lors de ces campagnes est présentée en Figure I.31.

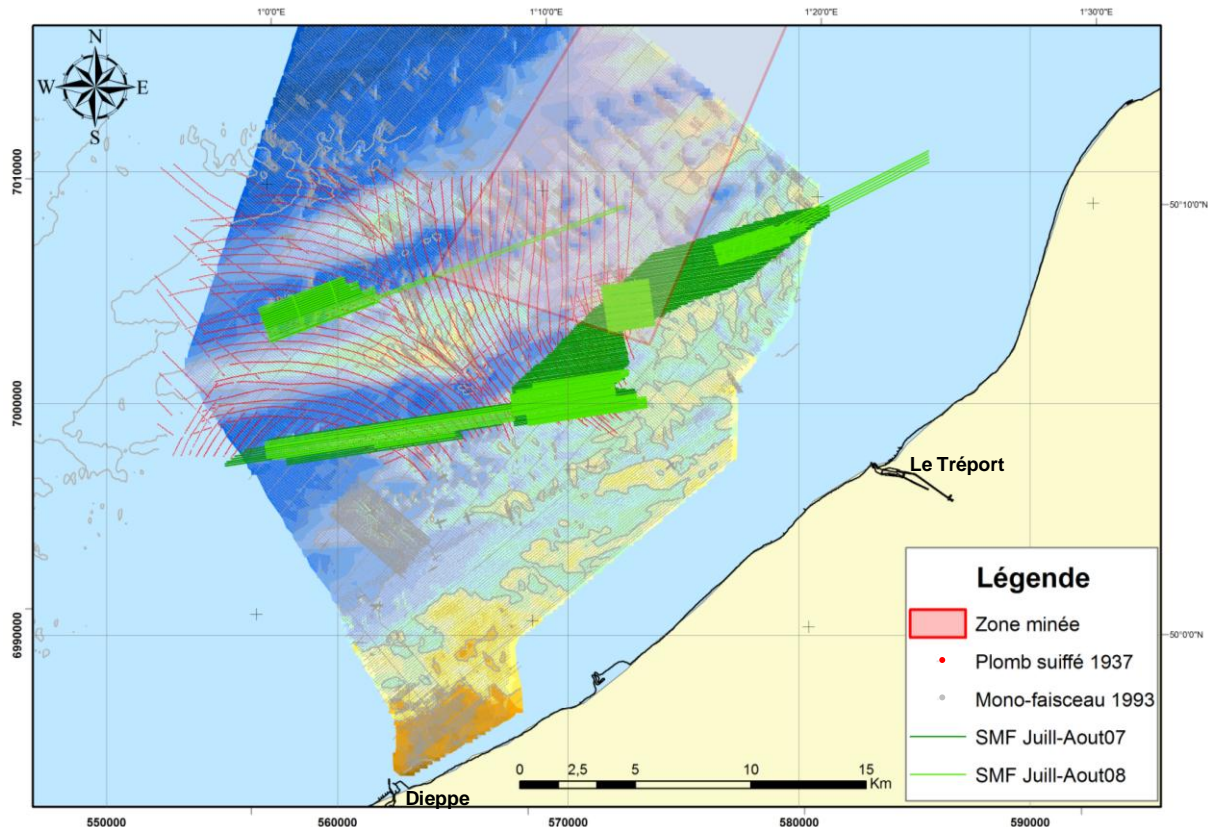


Figure I.31 : Localisation des levés bathymétriques utilisés dans cette étude.

Système de coordonnées de la carte : quadrillage, selon la projection Lambert conique conforme 93 (bordures gauche et bas) ; croisillons, en coordonnées géographiques (système géodésique WGS84).

III.2.2. Données nouvelles acquises

Pour compléter les données anciennes, six campagnes de mesures ont été réalisées en 2006, 2007 et 2008 par l'UMR CNRS 6143 M2C - Université de Rouen (en collaboration avec INSU/CNRS et IFREMER). Le déroulement de ces campagnes (durée, travail effectué, ...) est synthétisé dans le Tableau I-3.

Ces campagnes à la mer ont été pensées selon différents objectifs :

- les campagnes **ALBATR06** (mars et octobre 2006) et **ALBATR07** (octobre 2007) se sont inscrites dans le cadre de suivis saisonniers et annuels des caractéristiques sédimentaires et morphodynamiques des fonds marins. Ainsi, ce sont essentiellement des mesures effectuées grâce au sonar à balayage latéral et des prélèvements sédimentaires qui ont été réalisés lors de ces missions (localisation Figure I.32).

- la campagne **SISCOSAG07** (avril 2007) avait pour but d'analyser l'archivage sédimentaire des processus dynamiques. Lors de cette mission, différents outils sismiques ont été embarqués et testés : (i) un système boomer SEISTEC-IKB, mis en œuvre par B. Tessier (Université de Caen), dont la bande de fréquence varie entre 1 et 10 kHz ; (ii) un sondeur de sédiment EDO-Western 3,5 kHz, appartenant au parc d'instrumentation INSU ; (iii) un système Sparker, loué à la société SIG.

Tableau I-3 : Synthèse des campagnes à la mer effectuées en 2006, 2007 et 2008.

<i>Campagnes</i>	<i>Dates</i>	<i>Navire</i>	<i>Organisme</i>	<i>Opérations / Matériels</i>	<i>Chef de Mission</i>
ALBATR06	Mars 2006	Colbert	Université de Rouen	Couverture de sonar à balayage latéral : - <i>Sonar EDGETECH 212</i> (SHOM) : 110 km Prélèvements sédimentaires : - <i>Benne Shipeck</i> : 9 prélèvements	S. Le Bot
ALBATR06	Octobre 2006	Côte d'Aquitaine (INSU CNRS)	Université de Rouen	Couverture de sonar à balayage latéral : - <i>Sonar EDGETECH 212</i> (SHOM) : 45 km Prélèvements sédimentaires : - <i>Benne Shipeck</i> : 8 prélèvements Vidéo-sous-marine : 5,5 km	S. Le Bot
SISCOSAG07	du 16 Avril au 21 Avril 2007	Côte d'Aquitaine (INSU CNRS)	Université de Rouen	Sismique THR : - <i>Sondeur de sédiment</i> EDO WESTERN 3,5 kHz (INSU/CNRS) : 85 profils, 350 km - <i>Mini-Sparker</i> 30 brins 25 - 50 - 100 J (SIG) : 3 profils, 18 km - <i>Boomer SEISTEC-IKB</i> (UMR CNRS 6143, M2C) : 3 profils, 18 km	S. Le Bot, Y. Ferret
MOSAG07	du 24 Juillet au 14 Août 2007	Thalia (IFREMER, Génavir)	Université de Rouen	Couverture bathymétrique : - <i>Sondeur multi-faisceaux EM1000</i> , 95 kHz (IFREMER) : 730 km Couverture de sonar à balayage latéral : - <i>Sonar EDGETECH DF 1000 DCI</i> (IFREMER) : 415 km Prélèvements sédimentaires : - <i>Benne Shipeck</i> : 105 prélèvements Courantométrie : - <i>ADP Sontek 1 MHz</i> (UMR CNRS 6143, M2C / IRSN) : 20 jours - <i>ADCP RDI 1200 kHz</i> (laboratoire Géodal, Dunkerque) : 14 jours	S. Le Bot, Y. Ferret
ALBATR07	du 22 Octobre au 25 Octobre 2007	Côte d'Aquitaine (INSU CNRS)	Université de Rouen	Couverture de sonar à balayage latéral : - <i>Sonar EDGETECH 212</i> (SHOM) : 175 km Prélèvements sédimentaires : - <i>Benne Shipeck</i> : 65 prélèvements	S. Le Bot, Y. Ferret
MOSAG08	du 21 Juillet au 02 Août 2008	Thalia (IFREMER, Génavir)	Université de Rouen	Couverture bathymétrique : - <i>Sondeur multi-faisceaux EM1000</i> , 95 kHz (IFREMER) : 525 km Couverture de sonar à balayage latéral : - <i>Sonar EDGETECH DF 1000 DCI</i> (IFREMER) : 45 km Prélèvements sédimentaires : - <i>Benne Shipeck</i> : 70 prélèvements Courantométrie : - <i>ADP Sontek 1 MHz</i> (UMR CNRS 6143, M2C / IRSN) : 16 jours - <i>ADCP RDI 1200 kHz</i> (Laboratoire Géodal, Dunkerque) : 16 jours	S. Le Bot, Y. Ferret

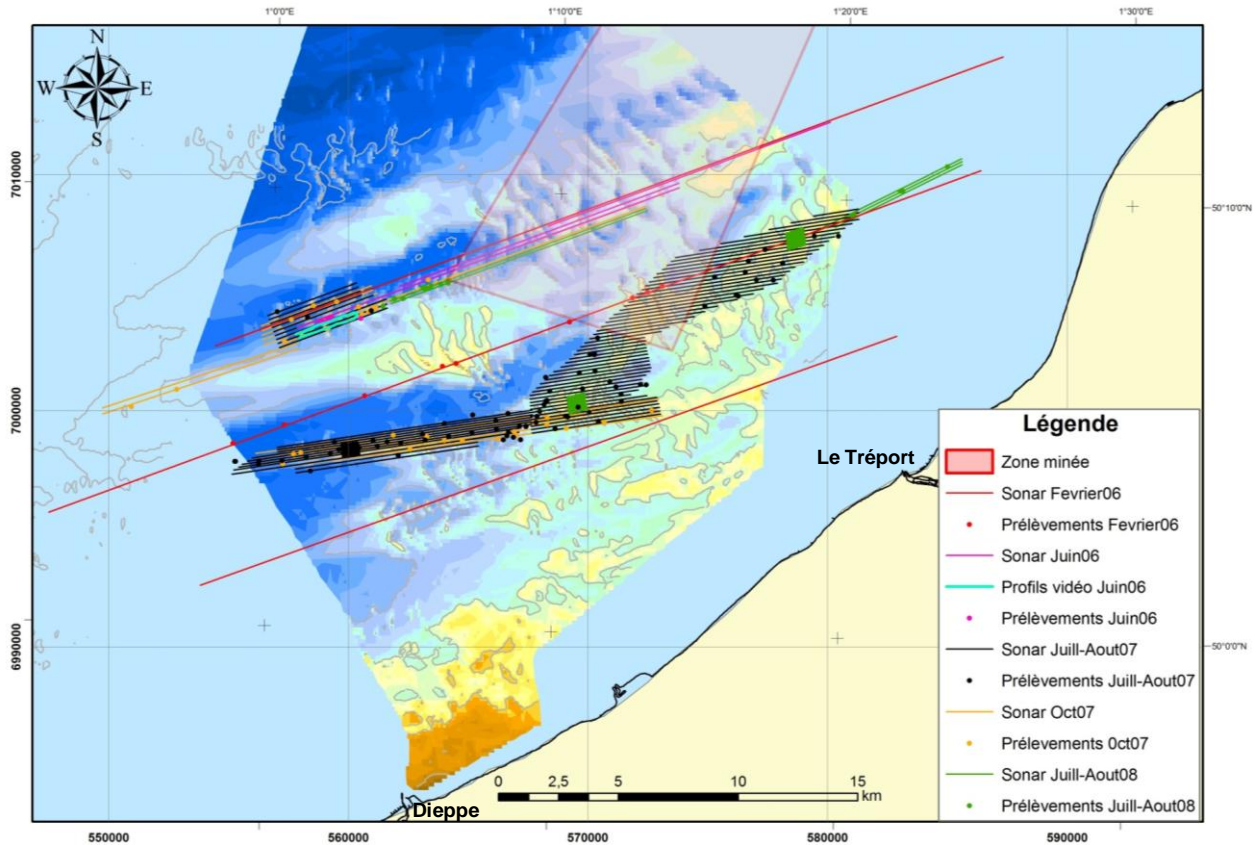


Figure I.32 : Localisation des travaux réalisés pour caractériser la couverture sédimentaire (Sonar, Vidéo, prélèvements).

Système de coordonnées de la carte : quadrillage, selon la projection Lambert conique conforme 93 (bordures gauche et bas) ; croisillons, en coordonnées géographiques (système géodésique WGS84).

Les données ont été enregistrées sous un format numérique grâce à un système d'acquisition ELICS Delph. Pour ce qui est du boomer et du sparker, une génératrice permettait de faire varier les énergies d'émission (25, 50 et 100 kJ), alors que pour le sondeur de sédiments cette dernière était fixe. Les mesures issues de ces trois systèmes ont été comparées, et il s'est avéré que pour notre zone d'étude, le sondeur de sédiment était le plus adapté pour l'étude de la structure interne des dunes (une comparaison des trois systèmes est visible en annexes). La localisation des profils sismiques est visible sur la Figure I.33.

- les campagnes **MOSAG07** (juillet-août 2007) et **MOSAG08** (juillet-août 2008) avaient pour objectifs principaux de : (i) quantifier la dynamique sédimentaire et la morphodynamique pour les différents types de corps sédimentaires présents dans le gradient sur des pas de temps allant de l'année à quelques jours (événements de coup de vent, cycles semi-diurne et Mortes-Eaux – Vives-Eaux), (ii) analyser les conditions environnementales de passage d'un corps sédimentaire à un autre, et ainsi affiner les diagrammes de stabilité.

Lors de ces campagnes, des mesures ont été faites grâce au SMF (localisation Figure I.31) et au sonar à balayage latéral (localisation Figure I.32).

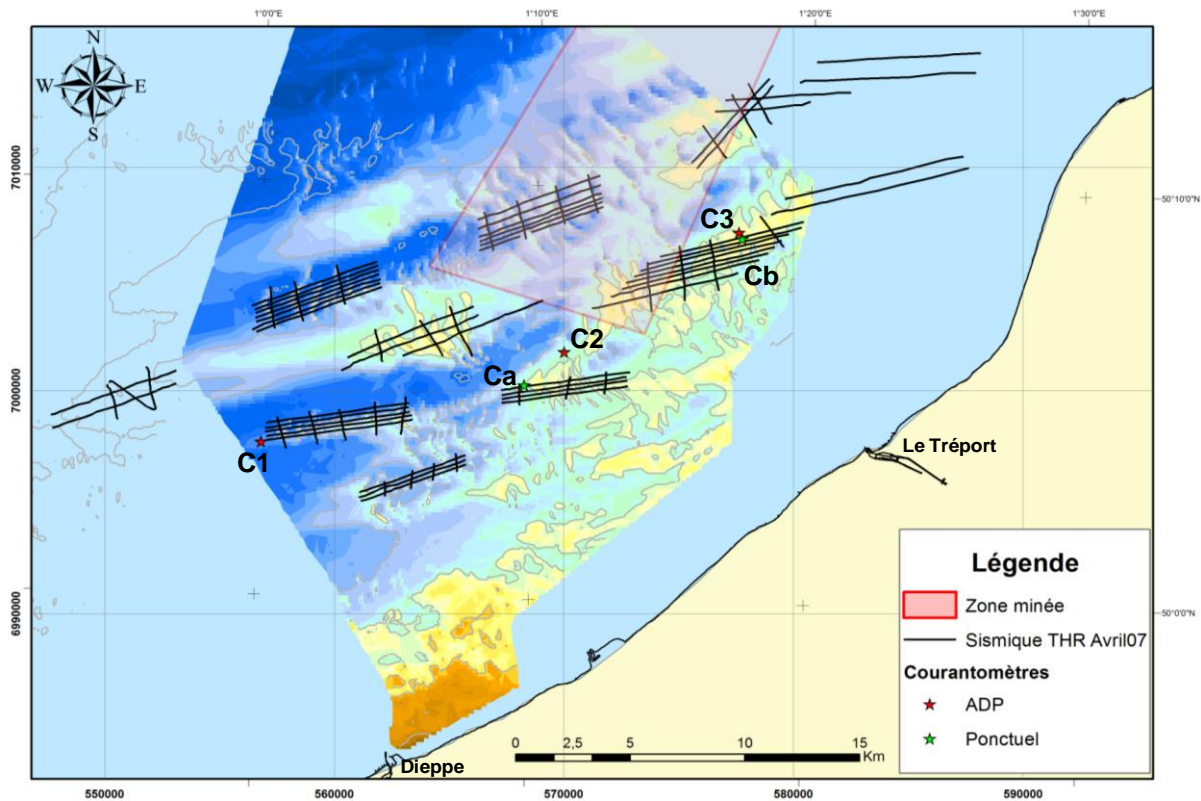


Figure I.33 : Localisation des profils sismiques et des mouillages de courantomètres (C1, C2 & C3 : profileurs ; Ca & Cb : ponctuels) réalisés lors de cette étude.

Système de coordonnées de la carte : quadrillage, selon la projection Lambert conique conforme 93 (bordures gauche et bas) ; croisillons, en coordonnées géographiques (système géodésique WGS84).

Au cours de ces missions, des mesures courantologiques ont également été réalisées (localisation Figure I.33). Les caractéristiques des courantomètres et des déploiements sont synthétisées dans le Tableau I-4, et des photos des dispositifs mis en œuvre sont proposées en annexes. Des prélèvements sédimentaires ont été réalisés au niveau des sites de mouillage pour chacune des deux campagnes afin de connaître précisément la nature du fond.

Les emplacements des courantomètres ont été choisis pour caractériser le plus finement possible l'hydrodynamisme à l'échelle de la zone d'étude, le long du gradient hydro-morpho-sédimentaire, ainsi qu'à l'échelle des dunes.

Tableau I-4 : Caractéristiques des courantomètres déployés pendant MOSAG-07 et -08.

Identifiant	1	2	3	a	b
Type	Profileur Doppler Sontek 1Mhz	Profileur Doppler RDI 1.2Mhz	Profileur Doppler Sontek 1Mhz	Doppler ponctuel Aquadopp 2MHz	Doppler ponctuel Aquadopp 2MHz
Position (WGS 84)	001°00,136'E 50°03,696'N	001°11,104'E 50°06,027'N	001°17,382'E 50°09,001'N	001°09,670'E 50°05,209'N	001°17,521'E 50°08,851'N
Profondeur (m), /0 hydro	22,5	16	13,5	15,5	13,5
Intervalle d'acquisition (min)	6	6	5	12	12
Période d'intégration (min)	1	1	1	1	1
Nombre de cellules	90	75	90	-	-
Epaisseur (m)	0,4	0,4	0,4	-	-
Hauteur de la mesure /fond (m)	2	2	2	1	1
Mission	MOSAG07	MOSAG07	MOSAG08	MOSAG08	MOSAG08
Début d'acquisition	24/07/2007	24/07/2007	22/07/2008	22/07/2008	22/07/2008
Fin d'acquisition	13/08/2007	06/08/2007	06/08/2008	06/08/2008	06/08/2008

III.3. Méthodes de traitement et d'analyse des données

III.3.1. Post-traitement des données *in situ*

Les données acquises lors des campagnes récentes doivent subir des post-traitements, plus ou moins importants selon la méthodologie considérée, dans le but de les rendre exploitables. L'objectif de ce sous-chapitre n'est pas de réaliser une liste exhaustive et détaillée de l'ensemble de ces post-traitements, mais plutôt de définir les grandes lignes de ces traitements.

III.3.1.1 Les données bathymétriques

Les données bathymétriques multi-faisceaux acquises lors de cette étude ont été importées et traitées grâce au logiciel CARAIBES® développé par IFREMER. Ce logiciel a été acquis par l'UMR CNRS 6143 « M2C » (Rouen) dans le cadre de cette étude, et sa mise en place, ainsi que sa prise en main ont nécessité un temps considérable (achat de la station de travail, installation du logiciel, mise au point de la chaîne de traitement, *etc.*).

Dans un premier temps, la marée a été corrigée afin de rapporter les profondeurs au zéro hydrographique. Cette étape est primordiale pour inter-comparer différents levés bathymétriques car elle permet de fixer un même niveau de référence pour tous ces levés. La marée a été corrigée grâce aux hauteurs d'eau simulées par le SHOM au niveau de la zone d'étude et en intégrant les surcotes/décotes enregistrées par le marégraphe du port de Dieppe⁵. Ensuite, une multitude de traitements a été réalisée, les principaux étant la correction de la célérité (grâce aux données acquises

⁵ Les données des enregistrements du marégraphe de Dieppe ont été généreusement fournies par la D.D.E., Subdivision maritime de Dieppe.

par des tirs quotidiens de Sippican) et le filtrage des données (lissage de la navigation, invalidation des sondes aberrantes, lissage de la bathymétrie pour atténuer l'impact de la houle, *etc.*).

Afin de suivre l'évolution bathymétrique des fonds marins sur des pas de temps très courts (e.g. cycle semi-diurne), il est nécessaire de disposer de mesures très précises. Généralement, les données multifaisceaux répondent à ce critère, du fait de la bonne résolution des mesures et de la densité des sondes. Néanmoins, le sondeur EM1000 utilisé lors des campagnes de mesures a un important problème de circularisation (A. Normand, *comm. pers.*), ce qui induit une convexité des profils bathymétriques sur leur section transversale, et cela malgré une correction fine de la célérité. Ainsi, plus les sondes sont éloignées de la verticale du bateau, plus la profondeur est sur-estimée et/ou sous-estimée à l'aplomb du bateau. Des exemples de biais mesurés pour quelques profils bathymétriques sont visibles en Figure I.34. Il devient donc impossible de visualiser correctement la bathymétrie sans appliquer au préalable un redressement des données. Ce problème a été particulièrement marqué lors de la campagne MOSAG08.

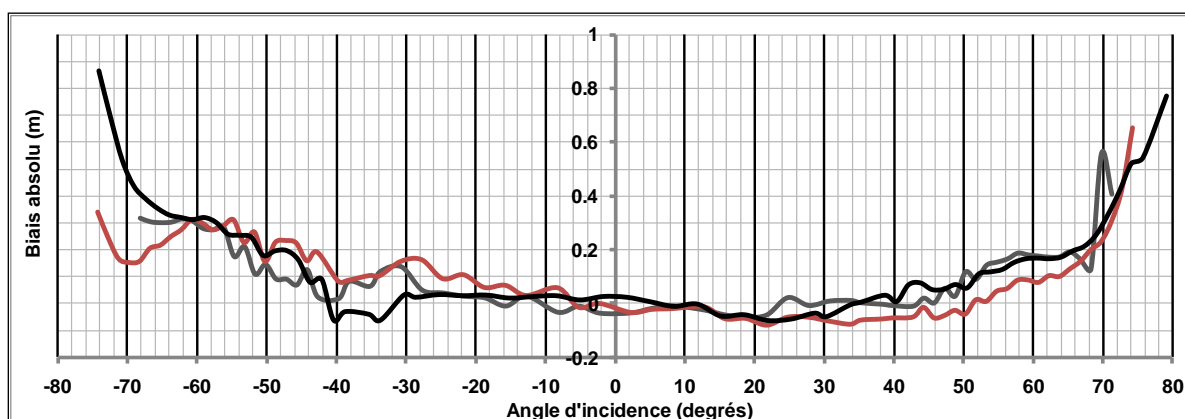


Figure I.34 : Exemple de courbes de biais bathymétriques en fonction de l'angle d'incidence du signal (fonction du numéro de faisceau).

Les écarts induits par ce problème peuvent ainsi avoisiner 1 m. Il est extrêmement rare que la route suivie lors de la répétition des levés des boîtes références soit la même d'un levé à l'autre (i.e. ce n'est pas le même faisceau qui insonifie le même secteur), ce qui implique une mauvaise estimation de son évolution. Par conséquent, sur des pas de temps très courts, les variations morphologiques étant vraisemblablement assez faibles, ces erreurs inhérentes au sondeur sont très handicapantes. Du fait de cette erreur, un important travail a été réalisé pour corriger ce biais induit par le sondeur lui-même. Pour cela, nous avons utilisé le traitement développé par Breton (2009). Un MNT référence avec des tailles de cellules plus grandes que nécessaires a été réalisé pour chaque profil bathymétrique en ne considérant que quelques faisceaux centraux afin d'obtenir un MNT moyen décrivant une tendance

générale. Ensuite, ce MNT référence est comparé au MNT réel du profil pour en déduire une courbe de biais (Figure I.34). Finalement, chaque profil est corrigé un à un avec son propre fichier de biais.

Une fois que toutes les corrections ont été apportées aux données bathymétriques, le logiciel Caraïbes permet d'exporter un MNT (format ascii ou raster, au choix).

III.3.1.2 Les données de sonar à balayage à latéral

Les données de sonar à balayage latéral ont été traitées grâce aux progiciels Hypack et Isis. Ces logiciels permettent de corriger la navigation (erreur de positionnement liée à la longueur filée), de filtrer les données de cap et d'altitude, d'enlever la colonne d'eau présente sur les profils sonar initiaux, de mieux détecter le fond, de régler le gain et le contraste de l'imagerie sonar, *etc.* L'issue finale de la phase de traitement des données sonar est la réalisation d'une mosaïque sonar géoréférencée à partir de laquelle les faciès acoustiques seront définis et cartographiés.

Après avoir défini et numérisé les faciès acoustiques grâce à un logiciel de SIG (Système d'Information Géographique, ArcGis®), ces derniers sont calibrés grâce aux prélèvements sédimentaires afin d'établir une carte de faciès morpho-sédimentaires (Figure I.35).

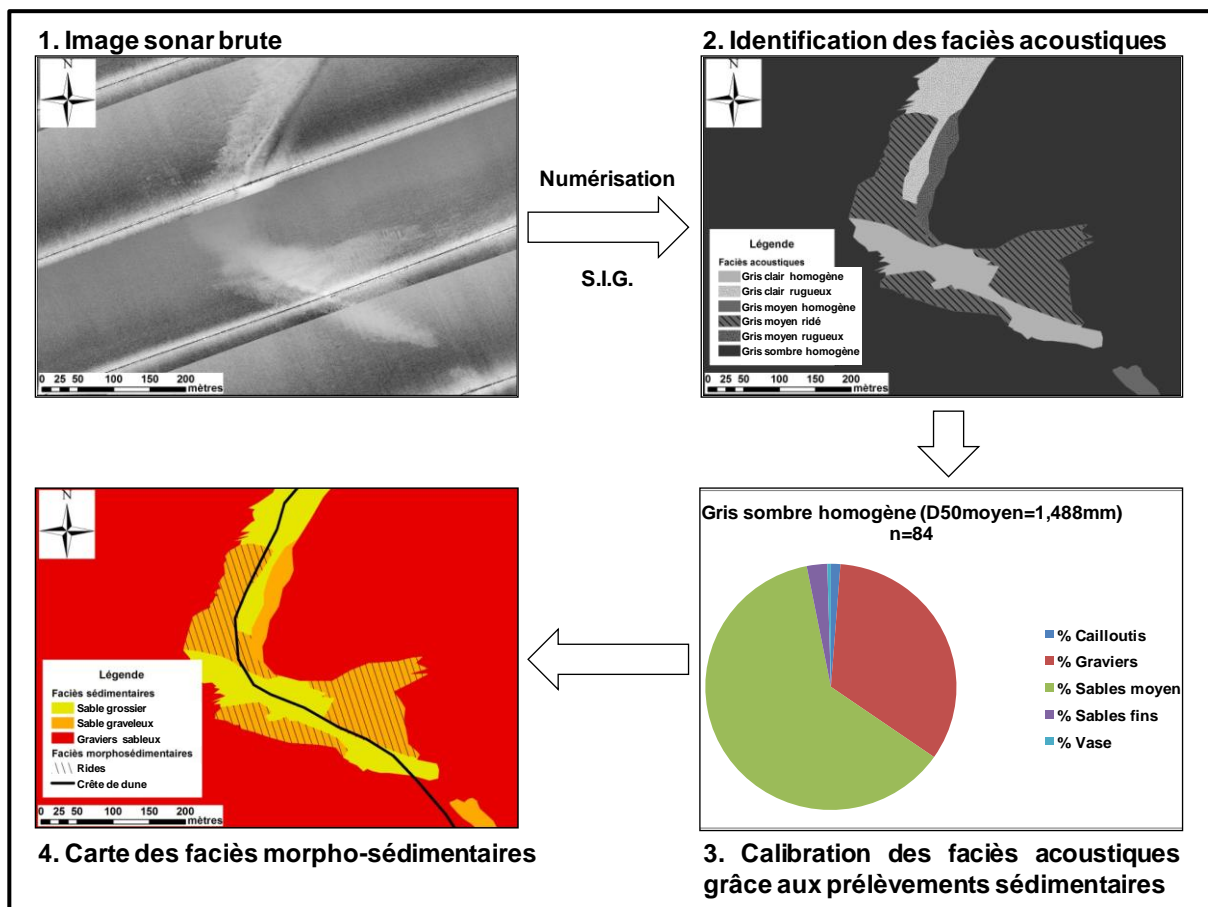


Figure I.35 : Méthodologie synthétique de la calibration sonar à l'aide des prélèvements sédimentaires.

III.3.1.3 Les données sismiques

Les profils sismiques correspondent à des coupes verticales du sous-sol marin, avec en abscisse et en ordonnée, respectivement l'avancée du bateau au-dessus du fond et le temps de parcours des ondes sismiques (en millisecondes temps double, mstd), qui peut être converti en profondeur. Afin de rendre leur interprétation plus aisée, les données sismiques brutes ont subi différents traitements. Le logiciel SU (Seismic Unix, de la Colorado School of Mines) a été utilisé dans ce but (Collaboration : B. Tessier, M2C Caen).

Dans un premier temps, un filtrage de la houle a été réalisé pour annuler son effet lors de l'acquisition. Ce traitement consiste à réaliser des transformations géométriques sur les profils sismiques bruts. Ensuite, pour éliminer le maximum de bruit induit par le bateau, par la houle et/ou par la présence de sédiments grossiers, plusieurs post-traitements ont été mis en œuvre :

- Un filtrage by-pass des fréquences afin de ne pas prendre en compte les fréquences de signal non propres au sondeur de sédiment. Ce filtre est défini en fonction de la bande fréquence du sondeur sismique. Ici, la gamme de fréquence utilisée lors du traitement est comprise entre 1500 et 6000 Hz.

- Le « stacking ». Le principe de ce traitement repose sur l'analyse de la corrélation entre les tirs voisins. En effet, en supposant que la structure du fond n'évolue pas trop vite et que la zone insonifiée à chaque tir est large, il est naturel de chercher la même information dans deux (ou plusieurs) tirs voisins (Maroni, 1997). Ainsi, le « stacking » tient compte de plusieurs tirs voisins en les sommant : plus la similitude d'un pic est forte entre tirs voisins, plus l'intensité du noir utilisé pour représenter le réflecteur résultant de la sommation sera importante. Ici, nous avons choisi de réaliser un « stacking » sur 3 tirs lors du post-traitement car cela nous semblait être le meilleur compromis.

L'échelle verticale des profils étant exprimée en mstd, pour effectuer des mesures de pendage, des calculs d'épaisseur, etc., il a été nécessaire de passer à une échelle de profondeur en mètres. Pour cela, il suffit de connaître la célérité de l'onde acoustique dans les différentes couches de sédiments (C_{sed}) et d'appliquer cette formule :

$$Profondeur (m) = \frac{t (std) \times C_{sed} (m.s^{-1})}{2}$$

La célérité de l'onde acoustique dépend du type de sédiment traversé par cette dernière. Ne disposant pas de carottage susceptible de nous renseigner précisément sur la nature des sédiments constituant le fond marin, nous avons pris une valeur constante de $1750 m.s^{-1}$, ce qui correspond à la vitesse de propagation de l'onde dans un sable grossier (Weber, 2004).

L'interprétation des données sismiques a nécessité l'utilisation combinée de logiciels de traitement d'image, pour identifier et positionner les horizons sédimentaires, et de logiciels de SIG, pour géoréférencer ces interprétations.

III.3.2. Traitement des données

III.3.2.1 Le Système d'Informations Géographiques (SIG)

Les systèmes d'Informations Géographiques sont des outils précieux, voire devenus indispensables pour réaliser ce type d'étude. Ils permettent de représenter graphiquement des données géoréférencées (prélèvements sédimentaires, localisation d'instruments, *etc.*), et de réaliser et de visualiser des mosaïques sonar, cartes bathymétriques, *etc.* Ceci diminue considérablement les erreurs pouvant être liées à la localisation des données et rend possible une compilation des nombreuses données ayant des informations diverses, ce qui facilite l'analyse croisée des jeux de données (exemple : *cf.* paragraphe III.3.1.2. de ce chapitre).

Dans le cadre de cette étude, le logiciel ArcGIS® a principalement été utilisé.

III.3.2.2 Traitements statistiques

La multiplication des méthodes d'acquisition des données a pour conséquence de générer un volume important de données (données morpho-sédimentaires, courantologiques, benthiques, *etc.*) qu'il peut s'avérer délicat d'analyser de manière objective et pertinente (Saporta, 1990).

Plusieurs types d'analyses multivariées ont été utilisés sur ces données. Les analyses multivariées sont des méthodes destinées à synthétiser l'information issue de plusieurs variables afin de mieux l'expliquer. Parmi ces analyses, certaines ont pour but de structurer et simplifier les données issues de plusieurs variables sans privilégier l'une d'entre elles en particulier. Plusieurs méthodes descriptives ont été utilisées dans cette étude afin de décrire les relations entre les différentes variables qui décrivent la morphologie et la nature sédimentaire des dunes avec les variables environnementales : l'analyse factorielle des correspondances (AFC), l'analyse en composantes principales (ACP), la classification ascendante hiérarchique (CAH), l'analyse de co-inertie, l'analyse factorielle multivariée (AFM). Le fonctionnement de ces différentes méthodes est expliqué dans de nombreux travaux (Escofier & Pagès, 1990; Saporta, 1990; Lebart *et al.*, 1995) et ne sera pas décrit ici de façon complète, seuls leurs objectifs seront discutés. Ces analyses ont fait l'objet d'applications diverses dans le cadre de la sédimentologie marine (Klovan, 1966; Nelsen, 1981; Lafite *et al.*, 1985a; Lafite *et al.*, 1985b; Le Bot *et al.*, 2010).

L'ACP est une méthode de statistique descriptive qui s'applique aux tableaux de type « variables-individus » dans lesquels les variables, ou colonnes, correspondent à des valeurs numériques décrivant les individus, ou lignes du tableau. Le principe de cette méthode est de réaliser une rotation et une translation des axes d'origines en préservant dans l'espace réduit la distance euclidienne entre les objets : à partir de la distribution multidimensionnelle des variables, les plus grandes dimensions successives de l'ellipsoïde de probabilité sont extraites. Ce sont les composantes principales (1-2 ; 1-3 ;...). Il s'agit donc de projeter sur un plan un résumé du tableau de données comprenant des variables quantitatives ordinales ou non. L'objectif de cette méthode est de regrouper

les variables dont les variations sont liées les unes aux autres en fonction de facteurs expliquant ces regroupements, et ainsi, d'établir une classification hiérarchique des paramètres dominants dans la structuration des données. Par exemple, cette méthode devrait nous permettre de savoir quels paramètres vont influencer de manière forte la morphologie, la dynamique, *etc.*, des dunes sous-marines.

Une AFC consiste à projeter sur un plan les structures d'un tableau de contingence contenant des variables qualitatives. A la différence de l'ACP, l'AFC permet d'étudier la structure des écarts à l'indépendance et non leur intensité.

Le but de la CAH est d'obtenir une classification automatique des dunes en fonction des données statistiques considérées et ainsi de dégager des groupes en fonction de leur similarité. Dans cette étude, cette méthode sera utilisée pour tenter de caractériser la spécificité morpho-sédimentaire des dunes et de savoir, par exemple, s'il est possible d'identifier des « familles de dunes ».

Les ACP et/ou AFC sont réalisées sur des groupes de variables décrivant, pour chaque analyse, un même type de caractéristique d'un milieu. Ainsi, dans cette étude, des ACP sont réalisées sur des variables granulométriques et sur des variables morphologiques, et des AFC sont réalisées sur des caractéristiques biologiques. Lorsque les relations existant entre deux groupes de variables doivent être déterminées, une analyse de co-inertie est réalisée.

Cette analyse produit une projection simultanée, à la même échelle, des projections des études obtenues dans les deux plans factoriels des deux premières analyses multivariées, sur le même plan de co-inertie. L'analyse de co-inertie est une méthode d'ordination de deux tables de données, basée sur le calcul d'une matrice de covariance. L'analyse de co-inertie recherche des axes de co-inertie qui maximisent la covariance des coordonnées des projections. Dans cette étude, une co-inertie est réalisée dans le but d'étudier la covariance des variables morphologiques des dunes et des variables granulométriques.

Les AFM sont réalisées dans le même but que les co-inerties, mais à la différence de ce dernier type d'analyse, elles permettent d'étudier les relations entre plus de deux groupes de variables.

La majorité de ces analyses ont été réalisées grâce à l'utilisation du logiciel statistique R et ses packages adaptés aux méthodes employées (exemple : packages « ade4 », « FactoMinR »).

III.3.2.3 Analyse en ondelettes continues des chroniques météorologiques et hydrodynamiques.

De nombreuses méthodes statistiques permettent de traiter et d'analyser les séries chronologiques. Pour analyser les chroniques météorologiques et hydrodynamiques, l'analyse en ondelettes a été utilisée : cette méthode a pour objectif d'extraire de ces séries les structures, les ruptures, les instationnarités et la dépendance de différents processus. La transformée en ondelettes permet de décomposer un signal en une somme d'ondes de longueur finie localisées dans le temps. Le spectre en ondelettes montre donc visuellement les variations localisées de puissance (variance) du signal et permet d'identifier les instationnarités du contenu fréquentiel de ce signal (Labat *et al.*, 2005). Concrètement, la représentation graphique du spectre en ondelettes permet de visualiser les fréquences (axe y) et la puissance (axe z) en fonction du temps (axe x) (Figure I.36). La lecture de la puissance s'effectue par des codes couleurs (par intensité décroissante de puissance : du rouge au bleu). Les fréquences soumises aux effets de bords dus à la taille de la chronique sont délimitées par un cône d'influence (trait noir sur la Figure I.36).

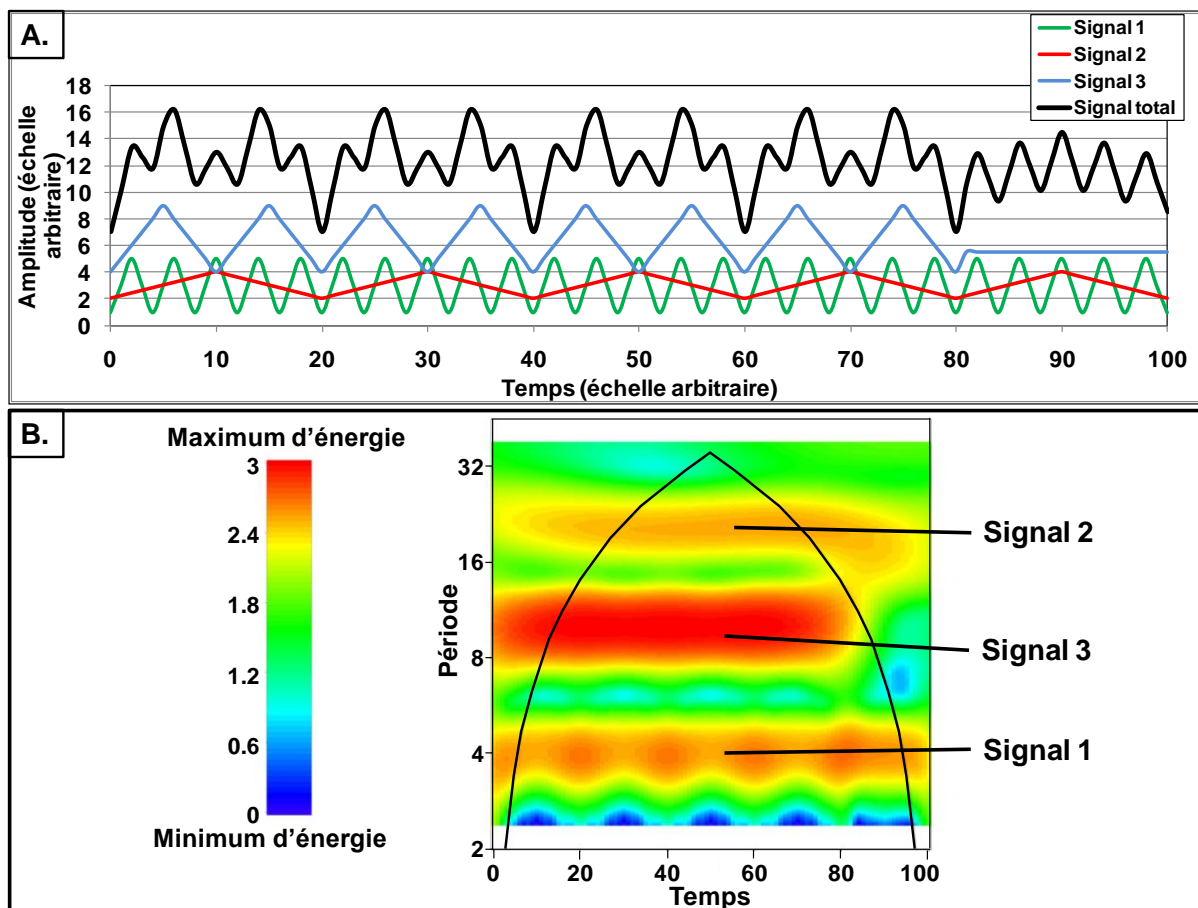


Figure I.36 : Exemple d'analyse en ondelettes.

A. Signal analysé et décomposition de ce signal. B. Analyse en ondelettes du signal total

Sur l'exemple présenté, l'analyse en ondelettes met bien en évidence les bandes fréquentielles des signaux 1, 2 et 3 constituant le signal total, dont les périodes sont respectivement de 4, 20 et 10 unités de temps (u.t.). Nous observons également une rupture à 80 u.t. : le signal 3 ne participe plus à la variance totale du signal.

Dans le cadre de cette étude, le principal objectif de cette méthode est d'analyser le contenu fréquentiel des données de houle et de marée, et plus particulièrement pour les fortes conditions d'agitation (marée de vives – eaux, forte houle), dans le but d'identifier les différents forçages influençant la dynamique du milieu.

IV. Conclusions

Les dunes sous marines sont des corps sédimentaires ubiquistes qui résultent du transport sédimentaire généré par l'interaction entre les agents hydrodynamiques (marée, houle) et le sédiment meuble constituant les fonds marins. Elles sont fréquemment observées sur les plates-formes continentales. Par définition, ces corps sédimentaires sont mobiles et la compréhension de leur dynamique est un enjeu fort.

L'étude porte sur une zone située en Manche orientale, au large de Dieppe qui constitue un secteur peu profond représentatif d'une plate-forme mégatidale soumise à l'action de la houle. Les fonds marins y sont constitués de sédiments hétérométriques sablo-graveleux et sont modélisés par la succession d'une multitude de corps sédimentaires aux dimensions variées (rides, mégarides, dunes, bancs sableux).

Dans le but de caractériser les fonds sous-marins, et plus particulièrement les dunes, des outils classiquement utilisés ont été déployés : prélèvements sédimentaires, observations vidéo sous-marine, sonar à balayage latéral, levés bathymétriques mono- et multi-faisceaux, sismique très haute résolution, mesures de courants. L'originalité de la stratégie d'étude adoptée ici réside dans l'utilisation complémentaire des outils suivant un emboîtement des échelles spatiale (de l'échelle de la dune à l'échelle du gradient) et temporelle (depuis le cycle semi – diurne jusqu'à l'échelle d'une période de 56 ans). Pour cela, des mesures ont été réalisées durant 6 campagnes à la mer, effectuées entre 2006 et 2008, selon des boîtes de travail orientées Ouest – Est, afin de suivre le gradient hydro – morpho – sédimentaire caractérisant la zone d'étude.

CHAPITRE II. CARACTERISATION HYDRO- MORPHO-SEDIMENTAIRE

Avant de tenter de comprendre la dynamique sédimentaire d'un milieu, il est nécessaire de le caractériser finement afin de posséder le maximum de connaissances pouvant nous permettre d'interpréter la dynamique observée. Ainsi, ce chapitre vise à i) définir de façon précise les caractéristiques hydrodynamiques, morphologiques, sédimentaires et benthiques des dunes de la zone étudiée, ii) analyser les relations entre ces différentes caractéristiques et interpréter leurs influences potentielles sur la dynamique des corps sédimentaires.

I. Hydrodynamisme

Les conditions hydrodynamiques du milieu influencent fortement la granulométrie du fond marin et elles contrôlent également la structuration et l'évolution des corps sédimentaires qui le festonnent. Ainsi, dans une étude sur la dynamique des dunes sous-marines, il est nécessaire de caractériser l'hydrodynamisme dans le but de définir l'action des agents forçants.

Pour répondre à cette attente, des courantomètres ont été déployés durant la thèse au niveau de 3 secteurs caractéristiques du gradient morphologique : les secteurs Ouest, Centre et Nord-Est (Figure II.1).

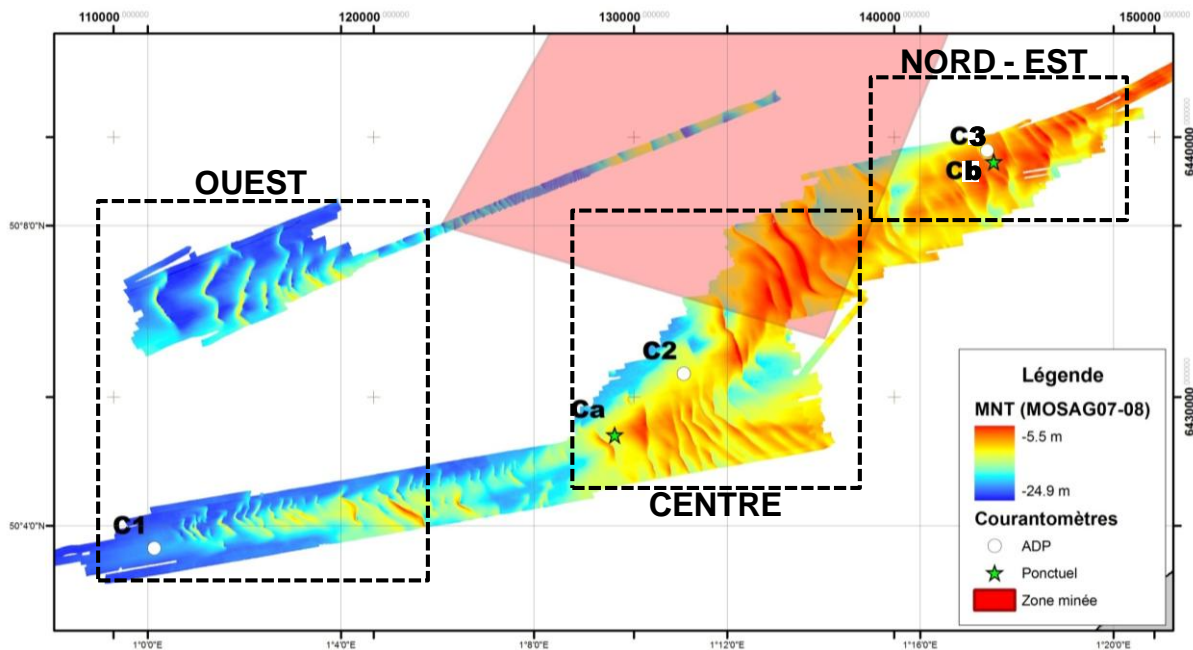


Figure II.1 : Localisation des courantomètres déployés durant les campagnes MOSAG07 et MOSAG08.

Les courantomètres déployés sont de deux types : i) ADP, ce qui permet de caractériser l'ensemble de la colonne d'eau, et ii) ponctuel, ce qui permet de mesurer le courant à proximité du fond. La dynamique des dunes résultant principalement du transport par charriage, nous nous intéresserons plus particulièrement aux mesures de courant près du fond. Les mesures ont été réalisées

en simultanée pour les courantomètres C1 et C2 d'une part (MOSAG07) et C3, Ca et Cb d'autre part (MOSAG08). Les durées des déploiements varient, en fonction du courantomètre considéré, entre 21 jours et 14 jours (*cf.* Tableau I-4), ce qui permet de suivre un cycle tidal semi-lunaire de ME - VE.

Les résultats des mesures courantologiques relatives aux deux campagnes sont présentés en Figure II.2 et Figure II.3, respectivement pour MOSAG07 et MOSAG08. Avant d'analyser les mesures de courants, il est nécessaire de savoir quelles conditions météorologiques régnaient au moment des mesures car elles peuvent influencer l'hydrodynamisme.

I.1. Conditions météorologiques

L'ensemble des conditions météorologiques (vents, pression barométrique) enregistrées à Dieppe lors des campagnes sont présentées en annexes. Ici, nous allons faire une synthèse de ces données afin d'identifier les périodes de forte énergie.

Le vent a soufflé pendant quasiment toute la durée de MOSAG07 avec des vitesses relativement modérées comprises entre 2 et 12 m.s⁻¹. La majorité des vents enregistrés lors de cette mission présente des vitesses assez faibles (2 – 4 m.s⁻¹) et proviennent de l'Ouest, du Sud-Ouest et du Nord-Ouest. Au cours de la campagne, plusieurs périodes, durant lesquelles le vent souffle avec plus d'intensité que la moyenne, peuvent être identifiées : le 24 juillet (9 - 12 m.s⁻¹ du Nord-Ouest), le 26 juillet (7 – 9 m.s⁻¹ du Sud-Ouest), les 28 et 29 juillet (respectivement 7 - 8 m.s⁻¹ d'Ouest et 7 - 12 m.s⁻¹ d'Ouest et du Nord) et les 8, 9 et 10 août (jusqu'à 10 m.s⁻¹ du Nord).

Pendant la campagne MOSAG08, les conditions sont légèrement meilleures (la pression barométrique ne descend pas en-dessous des 1010 hPa) et les vents ne dépassent que rarement les 4m.s⁻¹ à Dieppe. Seules quatre périodes de vents plus forts sont identifiées : le 21 juillet (8 - 10 m.s⁻¹ du Nord-Ouest), l'après-midi du 23 juillet (6 - 7 m.s⁻¹ du Nord-Nord-Ouest), les 1^{er} et 2 août (6-9 m.s⁻¹ du Sud – Sud-Ouest) et le 4 août (6 – 8 m.s⁻¹ d'Ouest).

L'analyse des chroniques de vents et de houle semble ainsi mettre en évidence le fait que, à partir d'une intensité de 6 – 8 m.s⁻¹, le vent lève une houle de 1 à 2 m, que pour une intensité de 9 m.s⁻¹ la hauteur significative de la houle est de 2,5 m, et que pour 12 m.s⁻¹ la houle atteint une hauteur de 3m.

Nous verrons par la suite que ces vents peuvent modifier, de manière non-négligeable, les caractéristiques des courants.

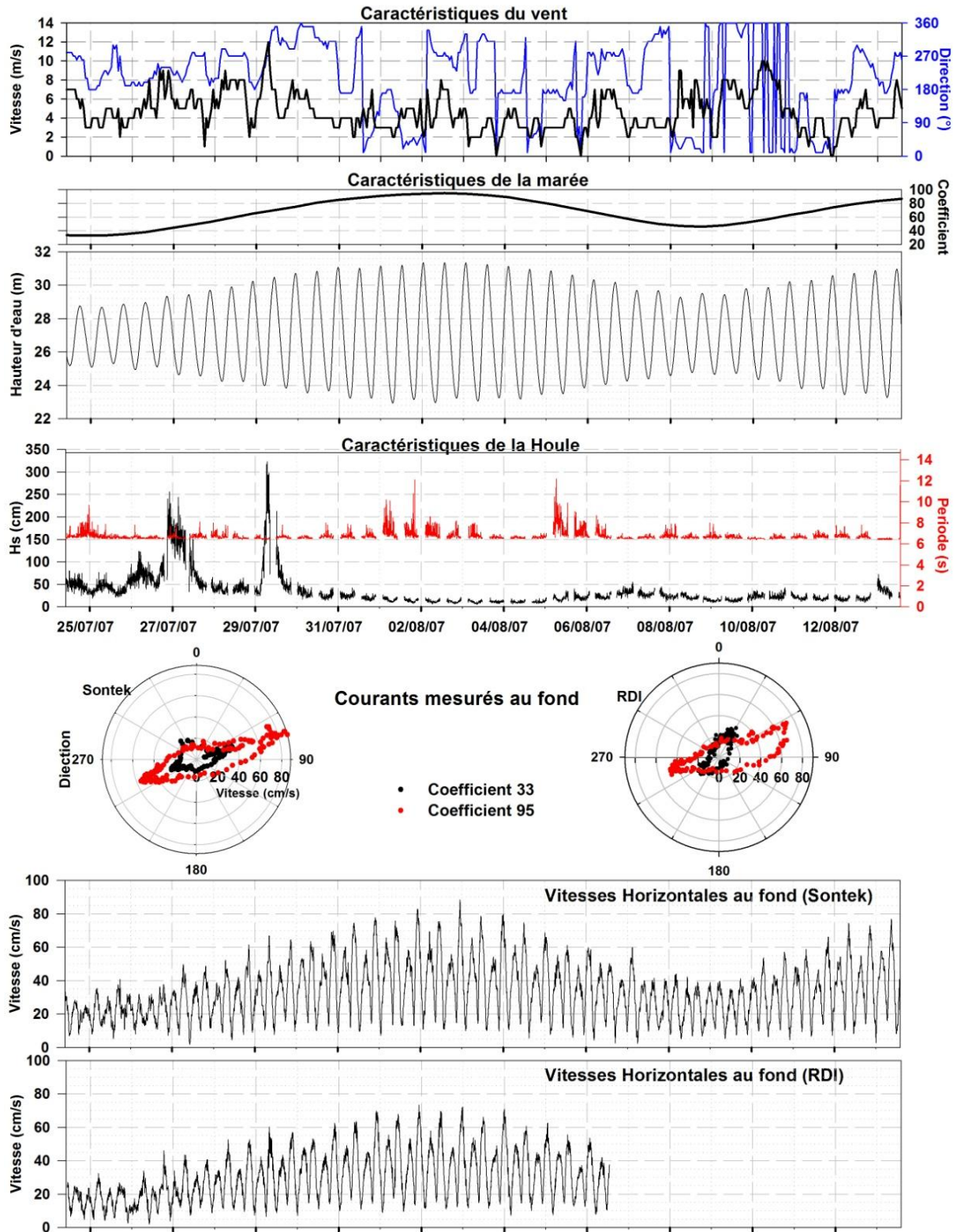


Figure II.2 : Caractéristiques hydrodynamiques enregistrées pendant la campagne MOSAG07.

Caractéristiques du vent mesuré à Dieppe (Données Météo-France) ; Caractéristiques de la marée (coefficients et évolution de la hauteur d'eau) ; Caractéristiques de la houle enregistrées au niveau du site Ouest (Hs et période) ; Caractéristiques des courants au fond enregistrées au niveau du site Ouest (ADP Sontek: 2m du fond) et Centre (ADCP RDI : 1,4 m du fond).

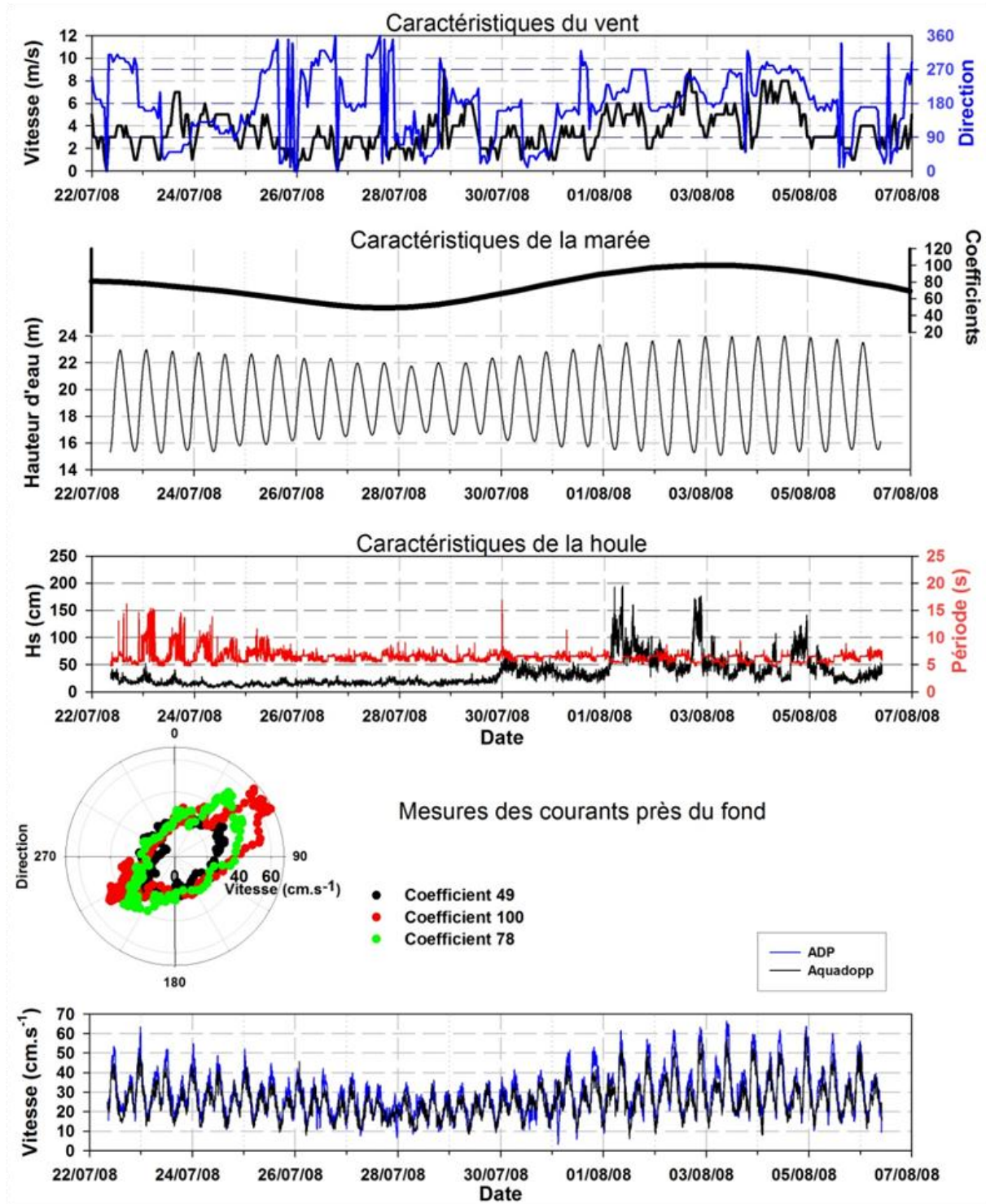


Figure II.3 : Caractéristiques météorologiques et hydrodynamiques enregistrées pendant la campagne MOSAG08.

Caractéristiques du vent mesuré à Dieppe (Données Météo-France) ; Caractéristiques de la marée (coefficients et évolution de la hauteur d'eau) ; Caractéristiques de la houle enregistrées au niveau du site Nord-Est (Hs et période) ; Caractéristiques des courants au fond enregistrées au niveau du site Nord-Est (ADP : 2m du fond, Aquadopp : 1m du fond).

I.2. Hydrodynamisme lié aux courantstidaux

Dans le but d'approcher l'hydrodynamisme lié aux courants tidaux seuls, nous avons analysé les courants lors des périodes pour lesquelles les conditions météorologiques ne semblaient pas influencer l'hydrodynamisme. Ainsi, seules les données de courantométrie enregistrées pendant les périodes où le vent était inférieur à 5 m.s^{-1} ont été considérées dans cette partie.

Une première analyse des données confirme clairement le caractère asymétrique de la marée. En effet, quels que soient les coefficients de marée ou les lieux de mesures considérés, nous remarquons que les vitesses atteintes lors du montant sont toujours supérieures à celles atteintes lors du perdant (Figure II.4). D'une manière générale, la vitesse horizontale des courants, moyennée sur la profondeur d'eau, atteinte lors du flot est 20 à 30% plus élevée que celle atteinte lors du jusant. Cette prédominance du flot est plus marquée au niveau du site Centre où l'intensité des courants de flot est supérieure à celle des courants de jusant d'environ 30 à 35%.

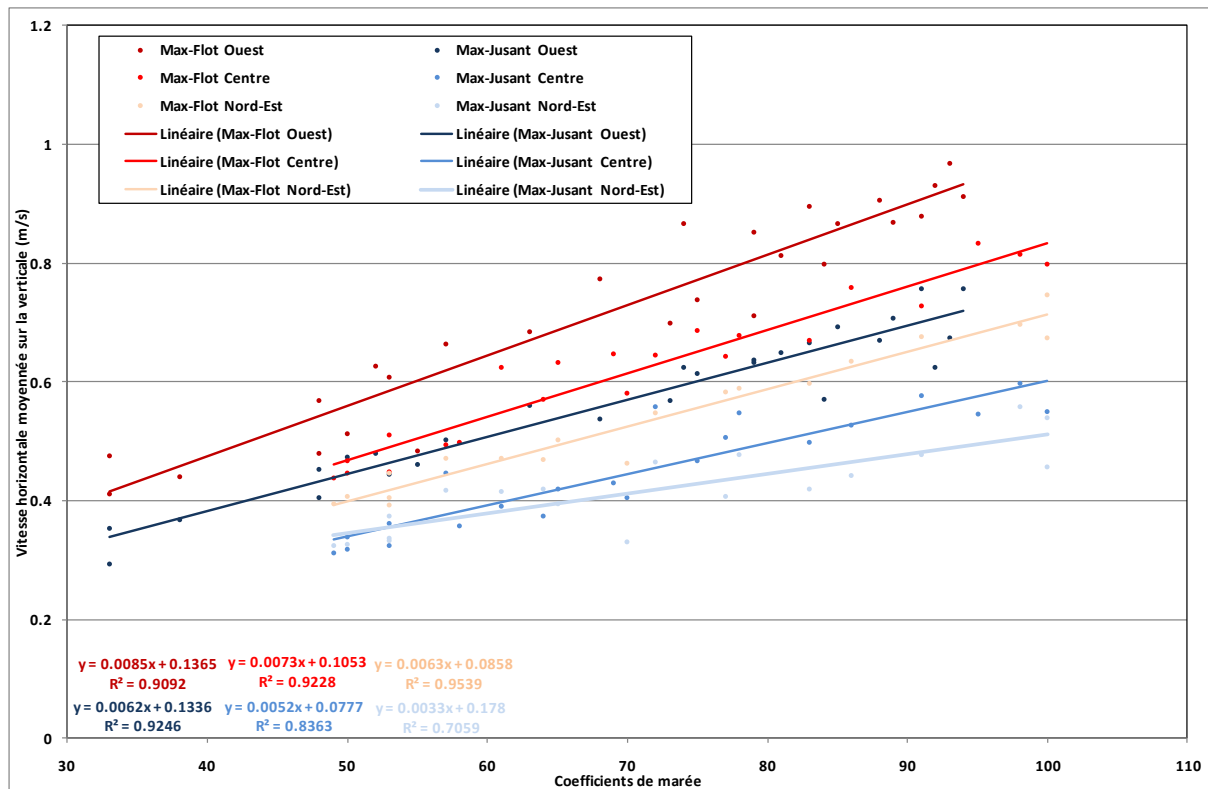


Figure II.4 : Vitesse horizontale (moyennée sur la profondeur d'eau) maximale atteinte en flot et en jusant, en fonction des coefficients de marée et de la localisation des courantomètres.

Les données relatives à l'Ouest de la zone d'étude correspondent aux mesures du courantomètre C1 (MOSAG07); les données Centre au courantomètre Ca (MOSAG08); les données Nord-Est au courantomètre C3 (MOSAG08). La localisation des courantomètres est précisée en Figure II.1.

La Figure II.4 permet également de mettre en évidence un gradient hydrodynamique décroissant Ouest-Est, quel que soit le coefficient de marée considéré, et ainsi affiner ce que l'on connaît déjà à l'échelle régionale (Augris, 2004 #100; Bellesort, 1986 #95; SHOM, 1968 #94). Des relations entre les vitesses de courants tidaux maximales atteintes lors du flot et du jusant et les coefficients de marée ont pu être déterminées pour les différents secteurs de la zone d'étude (Tableau II-1).

Tableau II-1 : Relations entre les vitesses de courants tidaux maximales atteintes lors du flot et du jusant et les coefficients de marée, pour les secteurs Ouest, Centre et Nord-Est.

	OUEST	CENTRE	NORD - EST
Pointe de flot	$U_{\max} = 0,0085 \times (\text{Coeff}) + 0,1365$	$U_{\max} = 0,0073 \times (\text{Coeff}) + 0,1053$	$U_{\max} = 0,0063 \times (\text{Coeff}) + 0,0858$
Pointe de jusant	$U_{\max} = 0,0062 \times (\text{Coeff}) + 0,1336$	$U_{\max} = 0,0052 \times (\text{Coeff}) + 0,0777$	$U_{\max} = 0,0033 \times (\text{Coeff}) + 0,178$

De plus, cette diminution des vitesses d'Ouest en Est s'accompagne d'un changement de forme de l'ellipse tidale (Figure II.5).

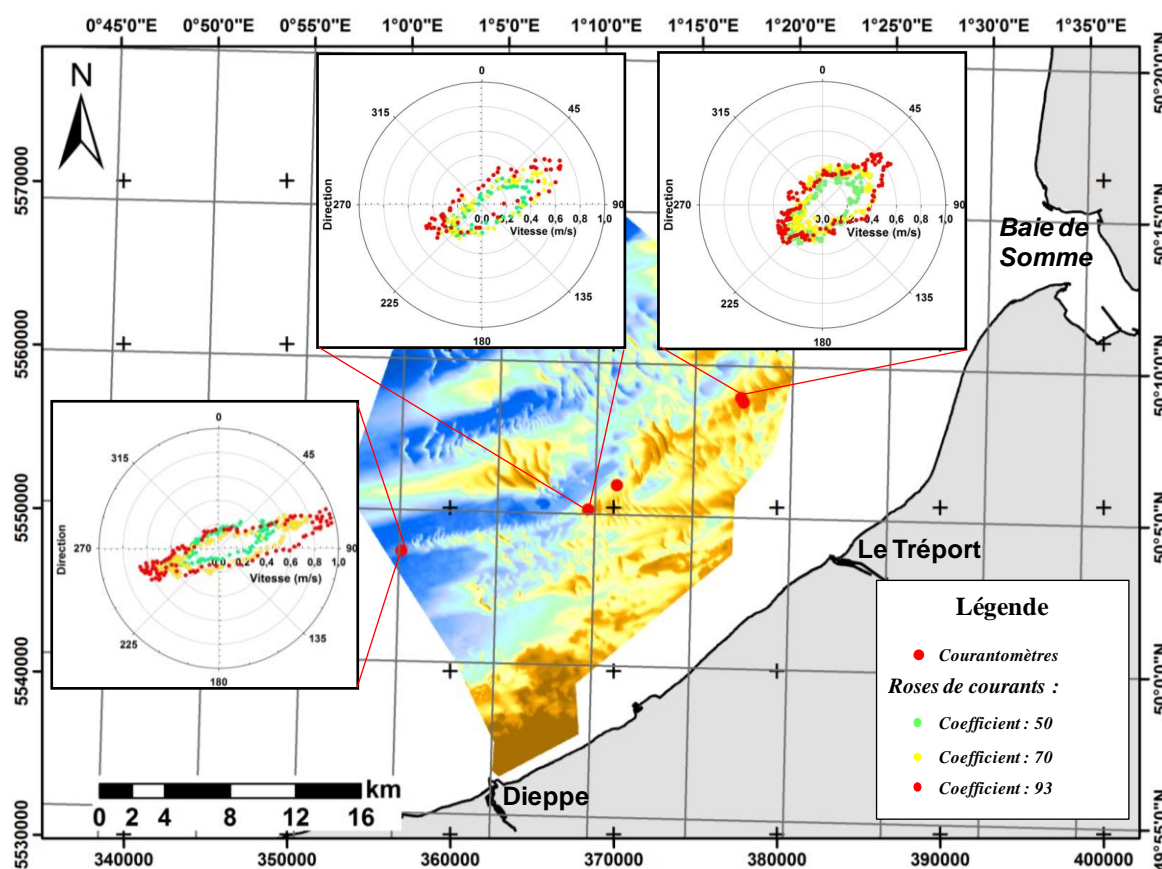


Figure II.5 : Vitesse et direction des courants de marée moyennés sur la profondeur d'eau dans la zone d'étude.

Les données correspondent : à l'Ouest au courantomètre C1 (MOSAG07), au centre au courantomètre Ca (MOSAG08) et au Nord-Est au courantomètre C3 (MOSAG08). Projection UTM 31N (croisillons) ; système géodésique : WGS84 (grille).

A l'Ouest (courantomètre C1), les courants sont quasiment alternatifs : le flot et le jusant sont dirigés respectivement vers l'E-ENE (N75°) et l'O-OSO (N250°), avec des vitesses respectives de 1 et 0,7 m.s⁻¹ en vives-eaux et 0,55 et 0,45 m.s⁻¹ en mortes-eaux. A l'Est de la zone (courantomètre Ca), le caractère alternatif des courants tidaux est moins marqué et leur orientation change légèrement : le flot et le jusant sont dirigés respectivement vers l'E-NE (N60°) et l'O-SO (N240°), avec des vitesses respectives de 0,75 et 0,5 m.s⁻¹ en vives-eaux et 0,45 et 0,35 m.s⁻¹ en mortes-eaux. Au Nord-Est du secteur (courantomètre C3), les courants ont tendance à devenir rotatifs et le changement d'orientation s'accroît nettement : le flot et le jusant sont dirigés respectivement vers le NE (N45°) et le SO (N225°), avec des vitesses respectives de 0,6 et 0,45 m.s⁻¹ en vives-eaux et 0,4 et 0,35 m.s⁻¹ en mortes-eaux.

I.3. Influence des vents sur l'hydrodynamisme

Les conditions météorologiques peuvent modifier considérablement l'hydrodynamisme. Tout d'abord, les surcotes ou décotes marines peuvent survenir en fonction de la pression atmosphérique (Simon, 2007), ce qui influence potentiellement les courants. De plus, les conditions de vents sont à considérer car le vent est un agent majeur influençant l'hydrodynamisme. En ce qui concerne la dynamique sédimentaire, nous le verrons plus tard (Chapitre III), il agit surtout par l'intermédiaire de la houle qu'il induit. Pour ce qui est des courants, ils peuvent être modifiés sans qu'une houle ne s'établisse réellement. Dans un premier temps, nous allons décrire les conditions de houle enregistrées lors des deux campagnes (Figure II.2 et Figure II.3).

Lors des deux campagnes, l'utilisation d'un courantomètre ADP Sontek a permis d'accéder aux caractéristiques de la houle, à savoir sa hauteur et sa période (Courantomètre C1, secteur Ouest lors de MOSAG07 et Courantomètre C3, secteur Nord-Est lors de MOSAG08). Cet appareil ne permettant pas d'accéder à la direction de propagation de la houle, nous l'avons considérée égale à la direction du vent car la houle de la zone correspond surtout à de la mer du vent (*cf.* Chapitre I - II.2.2.2).

Au regard de la chronique enregistrée en 2007, nous remarquons que de nombreuses données manquent (Figure II.2). En fait, le capteur de pression de cet appareil saturait à environ 29 mètres, ce qui fait qu'aucune donnée sur les houles n'a été enregistrée lorsque la hauteur d'eau était supérieure. Ces interruptions de mesures durent de quelques minutes à quelques heures, en fonction des coefficients de marée, et surviennent principalement lors de périodes relativement calmes. Elles ne sont par conséquent pas trop gênantes pour la suite de l'analyse. La profondeur de mouillage étant plus faible en 2008, ce problème n'a pas été rencontré durant MOSAG08.

Malgré les nombreuses périodes de coup de vent identifiées pendant MOSAG07 (*cf.* I.1), la houle mesurée est, pendant une majeure partie de cette campagne, de faible amplitude (Hs inférieure à 0,5 m) et montre une période T caractéristique de 6,5 – 7 secondes, ce qui est typique de la mer du

vent. Seulement 2 épisodes de « forte » houle peuvent être identifiés : le 26 et 27 juillet (Hs de 1 m jusqu'à 2,5 m et T d'environ 6,5 s) et le 29 juillet 2007 (Hs supérieure à 3 m et T de 6,5 – 7 s). La chronique de mesures permet de mettre en évidence des houles de faible hauteur (Hs < 0,5 m) mais ayant des périodes plus longues (ex : le 1^{er} août, périodes de 8 – 10 s et le 5 août, périodes de 8 – 11 s). Ce type de houle est vraisemblablement hérité de zones plus éloignées et pourrait correspondre à la houle atlantique du fait de ses caractéristiques.

Au début de MOSAG08, du 22 au 25 juillet 2008, la houle est de faible amplitude et possède une période longue (Hs < 0,5 m et T ~ 10 – 15 s ; Figure II.3) : elle pourrait correspondre, soit au résiduel d'un coup de vent durant les jours précédents, soit à la houle atlantique. Ensuite, tout en conservant la même amplitude, la période de la houle diminue à 6,5 – 7 s. A partir du 30 juillet, la hauteur significative augmente (environ 0,5 m) puis des pics sont observés les 1^{er}, 2 et 4 août (Hs respectivement de 2, 1,75 et 1,5 m). Ces pics de houle sont dus à des vents locaux car la période reste celle caractéristique de la mer du vent (6,5 – 7 s).

Une fois que les périodes de forte énergie sont identifiées (coups de vent et épisodes de « forte » houle), il est possible de caractériser leur influence sur les courants. Dans ce but, nous avons calculé le rapport de la vitesse des pics de flot sur celle des pics de jusant au cours des campagnes MOSAG-07 et -08 (Figure II.6). Sur cette figure, les bandes jaunes représentent les conditions considérées comme étant caractéristiques de la marée sans vent.

Dans un premier temps, nous remarquons qu'au début de MOSAG07, jusqu'au 28 juillet, les 2 courantomètres sont déphasés : les minima et les maxima sont atteints un cycle de marée plus tôt au niveau du secteur est. La distance importante séparant les deux sites de mouillages pourraient peut-être l'expliquer : en fonction de la direction et de l'intensité des coups de vent, un secteur peut être influencé avant l'autre.

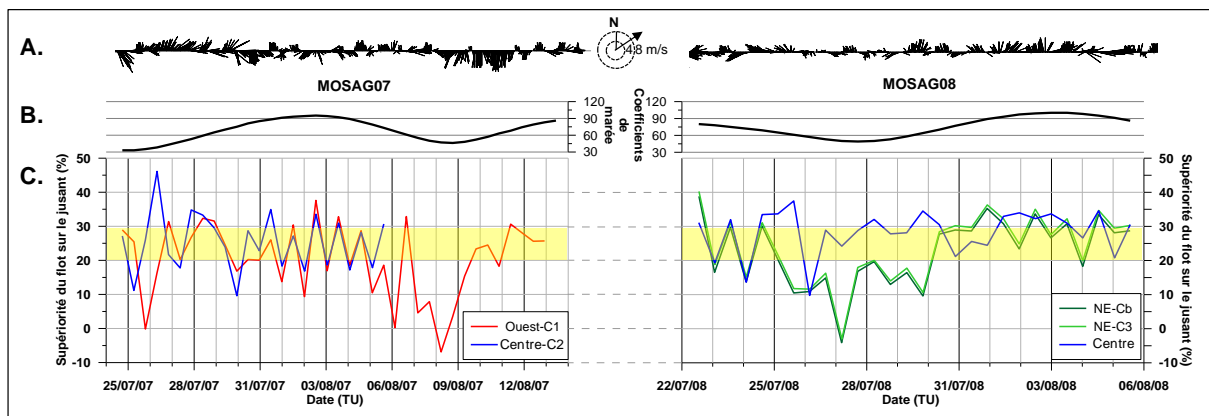


Figure II.6 : Rapports des vitesses des pointes de flot sur les pointes de jusant au cours des campagnes MOSAG07 et MOSAG08 (exprimés en pourcentages).

A : Vitesse et direction de propagation du vent (mesures Météo-France, Dieppe) ; B : Coefficients de marée ; C : Rapports des vitesses des pointes de flot sur les pointes de jusant. Les bandes jaunes identifient les conditions caractéristiques de périodes sans vent.

Au cours de cette campagne, plusieurs comportements peuvent être identifiés : (i) une grande partie de la campagne est caractérisée par une prédominance du flot caractéristique de l'action de la marée seule (flot supérieur au jusant de 20 à 30 %) ; (ii) les 26 – 27 juillet et les 2 – 3 août, le flot est renforcé par les vents dirigés vers l'Est. Ainsi, le 26 juillet 2007, du fait d'un vent soufflant à $6-9 \text{ m.s}^{-1}$ en direction $N40^\circ - N100^\circ$, le pic de flot mesuré dans le secteur Centre (C2) est jusqu'à 50% supérieur au pic de jusant ; (iii) Les 25, 29 – 30 juillet et les 7 – 8 août, le jusant est renforcé par les vents. Les 7 – 8 août, les vents ($5 - 9 \text{ m.s}^{-1}$, orientés $N200^\circ$), associés à de faibles coefficients de marée, augmentent fortement les vitesses du courant lors du jusant, tout en diminuant celles atteintes lors du flot : lors de ce cycle de marée, le flot devient sensiblement égal au jusant, avec une légère prédominance de ce dernier (d'environ 5%).

Au cours de la campagne MOSAG08, des déphasages sont également observés. Les mêmes comportements que ceux décrits précédemment sont aussi observés lors de cette période. La modification de l'hydrodynamisme par les vents est particulièrement remarquable les 25 – 26 juillet 2008 : le jusant est renforcé de manière importante, allant jusqu'à devenir supérieur au flot dans le secteur Nord-Est (Courantomètres C3 et Cb). A cette période, en condition de ME, le vent est orienté $N280^\circ - N340^\circ$, mais son intensité est relativement faible et ne dépasse pas 4 m.s^{-1} . Ce constat met en évidence le fait que la hauteur d'eau est également un paramètre primordial à prendre en compte. Ainsi, si des vents de même intensité soufflent en ME et en VE, ils auront plus d'impact sur l'hydrodynamisme dans le premier cas. A partir du 1^{er} août, le flot prédomine assez fortement et sa supériorité sur le jusant ne descend plus sous les 20%.

Dans le but d'identifier l'impact des événements de forte énergie, nous avons cumulé les vecteurs de courant afin d'observer la circulation résiduelle du fluide (Figure II.7). Ces tracés représentent la trajectoire qu'auraient les particules d'eau lâchées aux points de mesure des courants. Cette représentation est réalisée en considérant, dans tout le secteur, un courant dont les caractéristiques sont semblables à celles du courant au point de mesure, ce qui peut potentiellement induire une erreur d'autant plus grande que nous nous éloignons du point de mesure (Idier, 2003).

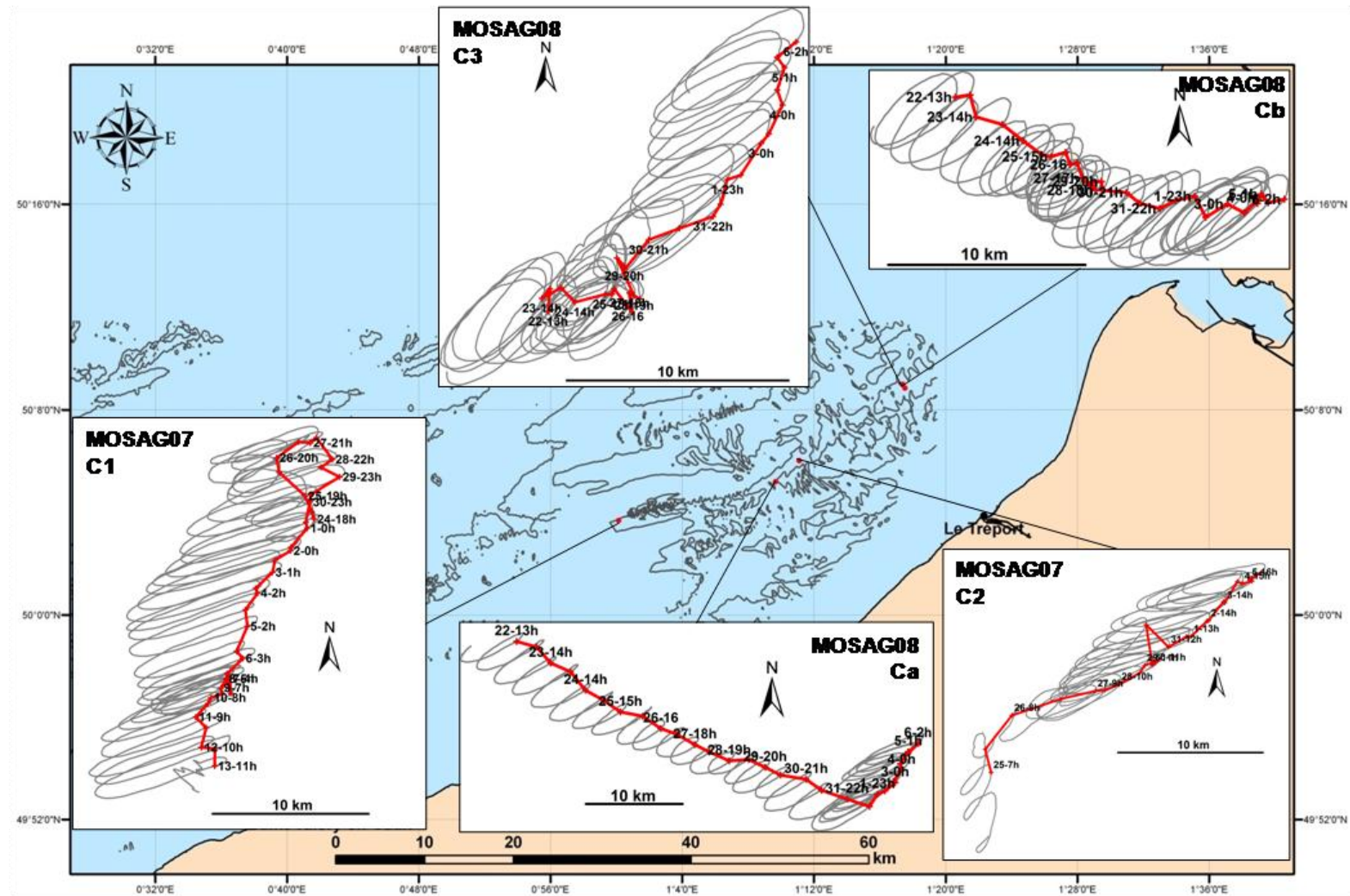


Figure II.7 : Vecteurs cumulés de courant réalisés sur les vitesses horizontales moyennées sur la verticale mesurées lors de MOSAG07 (C1 & C2) et MOSAG08 (Ca, C3 & Cb).

Les points figurés sur la courbe rouge correspondent aux PM de chaque cycle semi-diurne. La date (numéro du jour pour le mois en cours) et l'heure (TU) de la PM est indiqué un cycle semi-diurne sur 2. Système géodésique : WGS84.

L'objectif de ce type de représentation n'est pas de simuler avec précision ce qui se passe dans la réalité, mais plutôt de permettre une visualisation rapide des moments au cours desquels l'hydrodynamisme est modifié par des événements de haute énergie.

A l'exception du courantomètre C1 (secteur Ouest, MOSAG07), tous les courantomètres donnent une circulation résiduelle présentant une forte composante orientée vers l'Est. Ce résultat est conforme à ce qui a été observé lors d'études par modélisation numérique des courants de marée (Salomon & Breton, 1991; Salomon & Breton, 1993; Bailly du Bois & Dumas, 2005), ou par suivi de radio-traceurs (Guegueniat *et al.*, 1995). Bien que les circulations résiduelles soient globalement orientées vers l'Est, nous notons qu'elles sont plus ou moins importantes selon les courantomètres considérés, et que deux sites très proches peuvent montrer une circulation relativement différente. Ainsi, au Nord-Est, le courantomètre C3 montre une circulation résiduelle orientée vers le NE alors qu'elle est orientée vers l'E-SE pour le courantomètre Cb. Selon toute vraisemblance, la morphologie du fond influence donc fortement l'hydrodynamisme.

Lors de l'analyse de ces vecteurs cumulés de courant, l'impact des coups de vent est clairement visible. Lorsque le jusant est renforcé, la distance parcourue par le fluide lors d'un cycle semi-diurne est très faible (ex : 8-9 août 2007, C1). L'influence des coups de vent survenant lors de la fin de la campagne MOSAG08 est également très marquée (ex : sur les courantomètres Ca et C3, la direction et/ou l'intensité de la circulation résiduelle change brusquement à partir du 1^{er} août 2008).

I.4. Comparaison avec les résultats de simulations d'un modèle hydrodynamique (MARS 2DH)

Lors d'analyses ultérieures, nous allons utiliser les mesures de vitesses des courants afin, notamment, d'étudier la dynamique sédimentaire caractérisant la zone d'étude. Néanmoins, étant donnée la grande superficie de la zone d'étude, les trois secteurs pour lesquels nous disposons des données de courant ne peuvent à eux seuls nous permettre de caractériser finement l'évolution de l'hydrodynamisme à l'échelle de toute la zone d'étude. Pour combler ce manque, nous serons parfois amenés à utiliser des données issues de simulations numériques. Dans ce but, nous avons utilisé les résultats issus du modèle MARS 2DH mis en œuvre par O. Blanpain (2009). Le but de cette sous-partie n'est pas de décrire en détail ce modèle (pour plus de détails, se référer à la thèse de O. Blanpain, 2009) mais d'en donner les principales caractéristiques et surtout de montrer la capacité de ce modèle à reproduire l'hydrodynamisme à l'échelle de la zone.

Le modèle MARS 2DH fournit la vitesse du courant moyenné sur la verticale et le niveau de la surface libre en chaque maille du domaine, à chaque pas de temps. Ce modèle permet de décrire le comportement des masses d'eaux par des lois fondamentales de la mécanique des fluides, exprimées sous la forme des équations de Navier-Stokes. Pour calculer la hauteur d'eau et les courants en fonction du temps, le modèle résout ces équations que l'on simplifie en introduisant l'approximation de Boussinesq (les variations de la masse volumique sont négligeables, sauf dans les termes de

pression) et en admettant l'hypothèse de l'hydrostaticité (les accélérations verticales sont négligeables devant l'accélération de la pesanteur). Le système d'équations qui est considéré dans le calcul de l'hydrodynamique va alors comprendre :

- Les équations de la quantité de mouvement d'un élément fluide, qui est exprimée comme étant égale à la somme des forces qui s'exercent sur cet élément (forces dues à la pesanteur, force de Coriolis, forces induites par la marée, le vent, ...);
- Les équations de conservation de la masse (ou de continuité), basées sur le fait que les masses d'eau ne disparaissent pas, ni ne se créent en se déplaçant.

Aux limites ouvertes, seule l'élévation de la surface libre résultant de la propagation de l'onde de marée modélisée et des forçages atmosphériques réels et/ou modélisés est appliquée comme condition aux limites. Le maillage utilisé ici (version « M10 ») couvre la Manche dans son ensemble et est constitué de mailles carrées de 1 km de côté. Du fait de la taille des mailles, la bathymétrie utilisée dans ce calcul ne permet pas de prendre en compte les dunes sous-marines, mais elle permet d'observer les bancs sableux.

Nous avons comparé les sorties de ce modèle avec les mesures de courants réalisées lors de MOSAG07 (courantomètre C1, localisation Figure II.1) afin de déterminer la précision de la représentation de la marée par le modèle.

La Figure II.8 présente cette comparaison. L'analyse de la rose de courants mesurés et simulés nous permet de noter que l'intensité des courants et leur direction sont reproduites de manière satisfaisante par le modèle (Figure II.8-A). Si nous observons les résultats des simulations au cours du temps (Figure II.8-B), nous remarquons que l'erreur de calcul en termes de hauteur d'eau, de phase et d'amplitude des vitesses moyennées sur la verticale est relativement faible. En effet, l'erreur sur l'évolution de la hauteur ne dépasse jamais quelques centimètres (erreur estimée seulement sur les niveaux de basse-mer car nous ne disposons pas de données relatives à la hauteur d'eau en PM, le capteur de pression de l'ADP ayant atteint sa limite de mesure). Pour ce qui est des vitesses, leur intensité lors des pics de flots est : i) légèrement sous-estimée par le modèle en période de vives – eaux, et ii) légèrement sur-estimée en mortes – eaux, avec des erreurs de l'ordre de 5 %.

Au regard de ces résultats, nous avons considéré que le modèle reproduit de façon très satisfaisante l'hydrodynamisme de notre zone d'étude, que ce soit d'un point de vue qualitatif ou quantitatif. Ainsi, lorsque par la suite nous utiliserons les données issues de ces modélisations, nous pourrons considérer ces données comme justes et pertinentes.

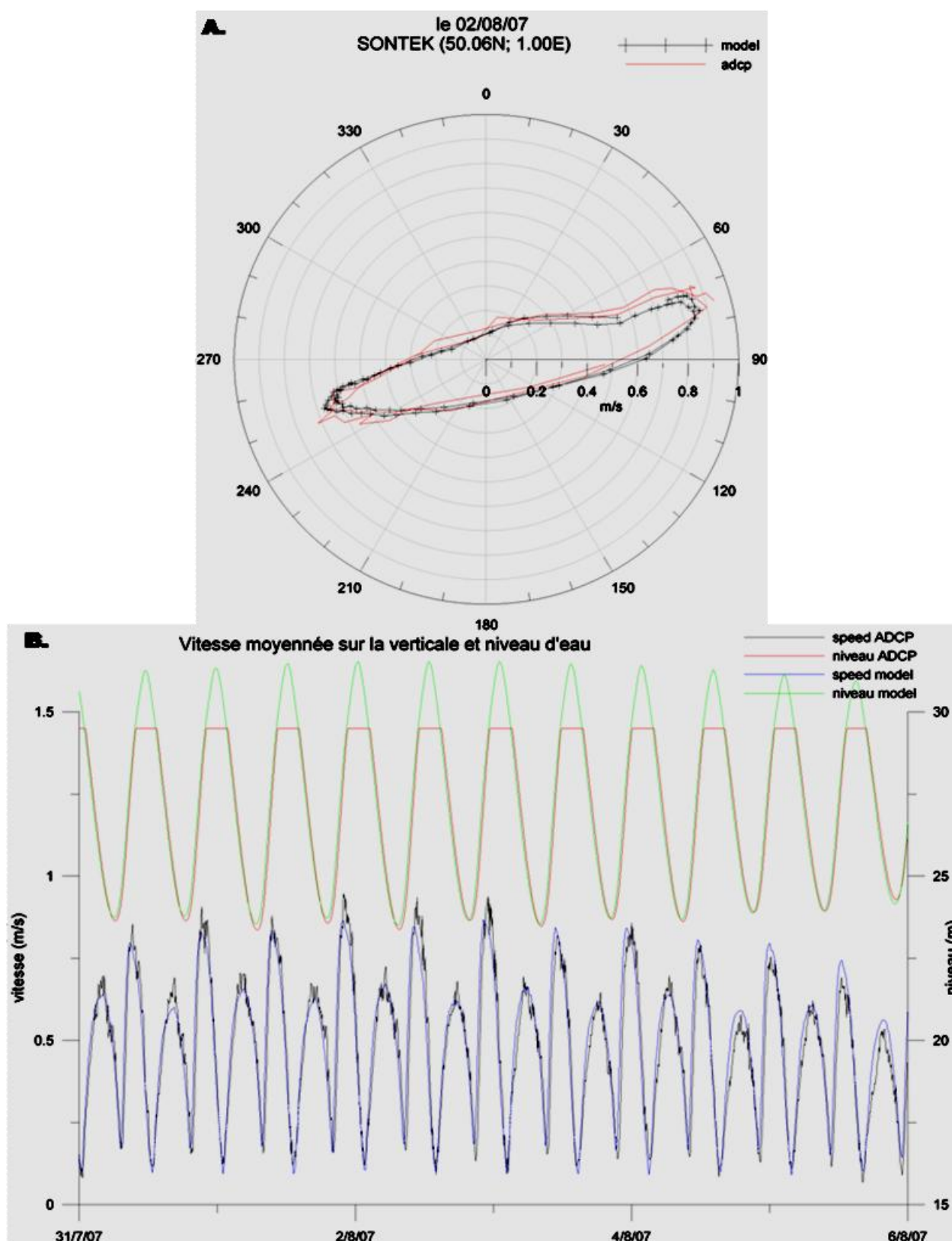


Figure II.8 : Comparaison des résultats issus du modèle MARS 2DH et des mesures de l'ADP (Courantomètre C1, Figure II.1)

A. Roses de courants lors d'une marée de VE moyenne ; B. Vitesses du courant moyennées sur la verticale et élévation de la surface libre.

II. Morphologie des dunes sous-marines

Une multitude de corps sédimentaires modèle les fonds marins au large de Dieppe. A partir des données bathymétriques acquises en 1993 (données SHOM), 2007 (MOSAG07) et 2008 (MOSAG08), plus de 300 dunes ont été dénombrées dans ce secteur (dont environ 120 dunes couvertes lors des deux campagnes les plus récentes). Dans le but de faciliter la description de ces différentes dunes, les grandes et très grandes dunes sont numérotées de 1 à 300. Les dunes de plus petites dimensions n'ont pas été numérotées (bien qu'elles modèlent également le fond marin de la zone), car d'un levé à l'autre, il est parfois délicat de les reconnaître avec certitude. Les positions des crêtes de dune ainsi que leurs numéros respectifs sont reportés sur la Figure II.9.

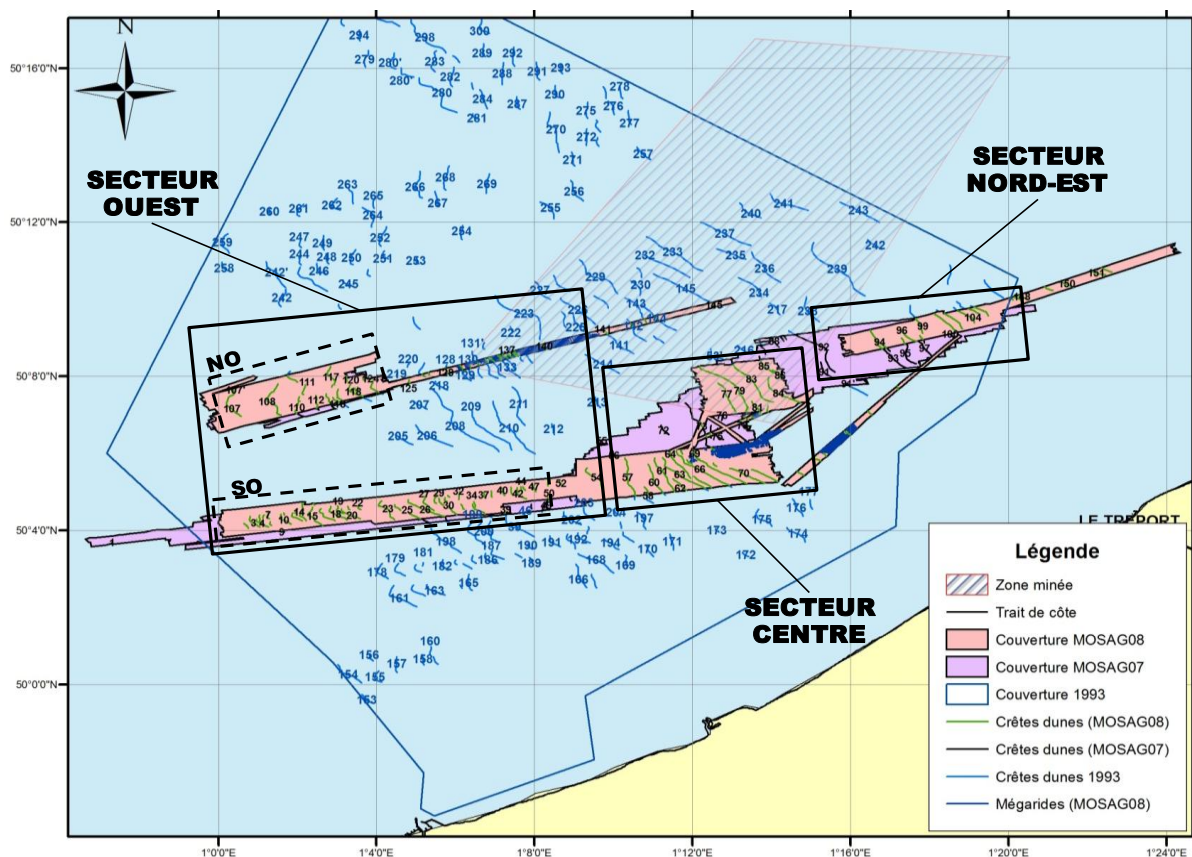


Figure II.9 : Localisation des crêtes de dunes au large de Dieppe.

Les crêtes ont été positionnées à partir des levés bathymétriques de 1993, 2007 (MOSAG07) ou 2008 (MOSAG08). Les rectangles noirs situent les boîtes et sous-boîtes étudiées par la suite. Système géodésique : WGS84.

Ces dunes sont de dimensions variables et s'établissent à des profondeurs variant entre 10 m, pour les dunes situées à l'Est du secteur, et 30 m pour les dunes localisées au Nord. Les corps sédimentaires sont, selon les endroits, 2D ou 3D, isolés ou établis en champs plus ou moins imbriqués, surimposés à la semelle de sédiment grossier observée en Manche ou bien à des bancs sableux. Seuls les corps sédimentaires observés lors des missions les plus récentes (MOSAG-07 et -08) sont décrits

car les mesures sont de hautes résolutions (acquisition au sondeur mutli-faisceaux avec des résolutions de l'ordre de quelques mètres en horizontal et quelques décimètres en verticale), ce qui permet une caractérisation fine de la morphologie.

II.1. Les corps sédimentaires et les grands ensembles morphologiques

La zone d'étude est couverte de nombreuses dunes, associées à d'autres corps sédimentaires tels que les bancs et les rubans sableux. L'ensemble de ces autres corps sédimentaires a pu être mis en évidence grâce aux données bathymétriques et de sonar à balayage latéral acquises par le SHOM en 1993. Un Modèle Numérique de Terrain (MNT) d'une maille de 50 m a été réalisé dans ce but. Bien que ces mesures mono-faisceau soient moins précises que celles acquises lors des campagnes récentes, elles présentent l'avantage de couvrir l'ensemble du gradient morphologique caractérisant la zone d'étude (Figure II.10).

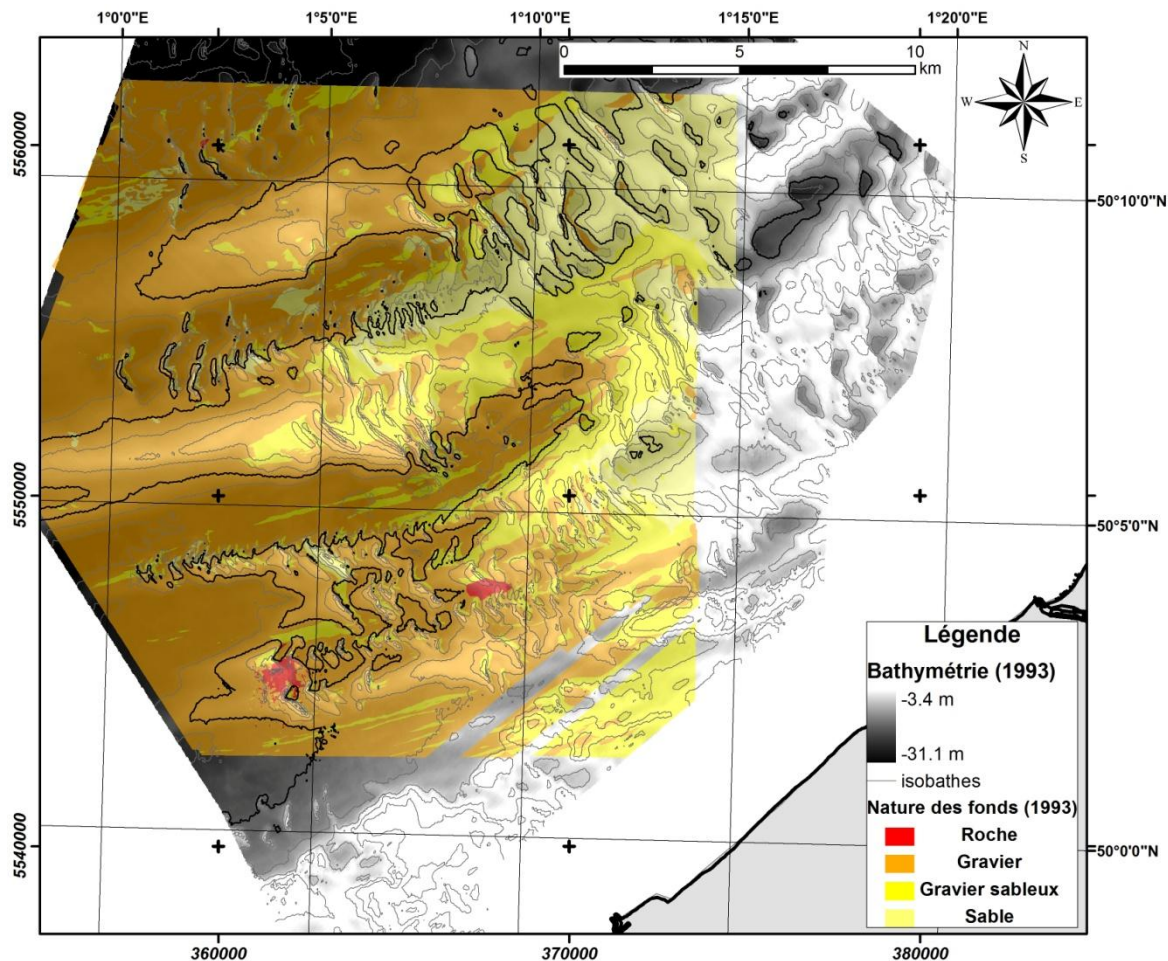


Figure II.10: Bathymétrie et nature des fonds de la zone d'étude (Données SHOM, 1993).

La ligne noire représente l'isobathe -20 m sur le MNT de 1993. Projection UTM 31N (croisillons) ; système géodésique : WGS84 (grille)

De grandes structures sédimentaires, parallèles aux courants tidaux, sont observées. Il s'agit de bancs sableux (l'isobathe -20 m souligne bien la limite de ces structures ; Figure II.10). Ces grands ensembles morphologiques, de formes allongées et appelés localement Ridens de Dieppe, présentent des longueurs comprises entre 25 et 35 km environ et des largeurs allant de 2 à 6,5 km environ. La distance entre les crêtes de deux bancs voisins varie entre 6 et 7,5 km. Les sommets des bancs présentent des profondeurs maximales globalement décroissantes de l'Ouest vers l'Est de la zone : les hauteurs d'eau y sont respectivement comprises entre 20 et 10 mètres et entre 15 et 8 mètres. Ces structures sédimentaires constituent des hauts-fonds surplombant de plusieurs mètres les espaces inter-bancs environnants dont la profondeur varie principalement entre 24 m et 25 m.

Ces bancs tidaux sont modélisés par de nombreuses grandes à très grandes dunes qui peuvent être attenantes à leurs bordures ou y être surimposées. Les espaces inter-bancs sont dépourvus de ces édifices. Ces corps sédimentaires sont transverses à la direction dominante des courants de marée. Les dunes observées présentent des formes et des dimensions extrêmement variables en fonction des secteurs considérés. Globalement, les très grandes dunes montrent des hauteurs et des longueurs d'onde comprises respectivement entre 4 et 11 mètres, et 250 et 1600 mètres. Ces dunes sont rarement isolées, le plus souvent elles sont groupées en champs.

Des rubans sableux sont également observés sur les fonds plats graveleux des espaces inter-bancs. Leur longueur peut atteindre 6,5 km pour une largeur d'environ 250 m, et leur épaisseur ne dépasse pas 0,5 m, ce qui rend délicat leur identification en se basant uniquement sur des données bathymétriques. Ces formes sédimentaires allongées sont strictement alignées dans la direction du transport sédimentaire par charriage mais elles ne permettent pas d'en indiquer le sens et elles sont caractéristiques d'un environnement à faible stock sableux (Kenyon, 1970).

Le gradient morphologique caractérisant la zone d'étude correspond à une succession de ces différents types de corps sédimentaires. Ces observations coïncident avec le modèle défini par Belderson *et al.* (1982 ; Figure I.10) : d'Ouest en Est sont observés des fonds plats graveleux, des rubans sableux, de très grandes dunes, d'abord de type barkhanes puis bidimensionnelles, et des bancs sableux sur lesquels se surimposent des dunes. Ainsi, il semblerait que ce secteur corresponde à une zone de transition caractérisée par un gradient hydrodynamique associé à un gradient inverse de quantité de sédiment mobilisable. En fait, la partie orientale de la zone d'étude correspond à l'extrémité occidentale du prisme sédimentaire picard (*cf.* Chapitre I, §II.3), sur laquelle sont observées les extrémités des bancs sableux qui se connectent à la Baie de Somme, ce qui explique l'importance du disponible sédimentaire dans ce secteur.

II.2. Caractéristiques des dunes

Les dunes observées sur la zone d'étude présentent des morphologies très variées selon leur position géographique dans le gradient et selon qu'elles soient ou non surimposées à un banc. Dans le but de les caractériser le plus finement possible, seuls les MNTs relatifs aux campagnes de mesures bathymétriques multi-faisceaux (MOSAG 07 et MOSAG 08) seront utilisés ici, du fait de leur bonne résolution (4 m, Figure II.11).

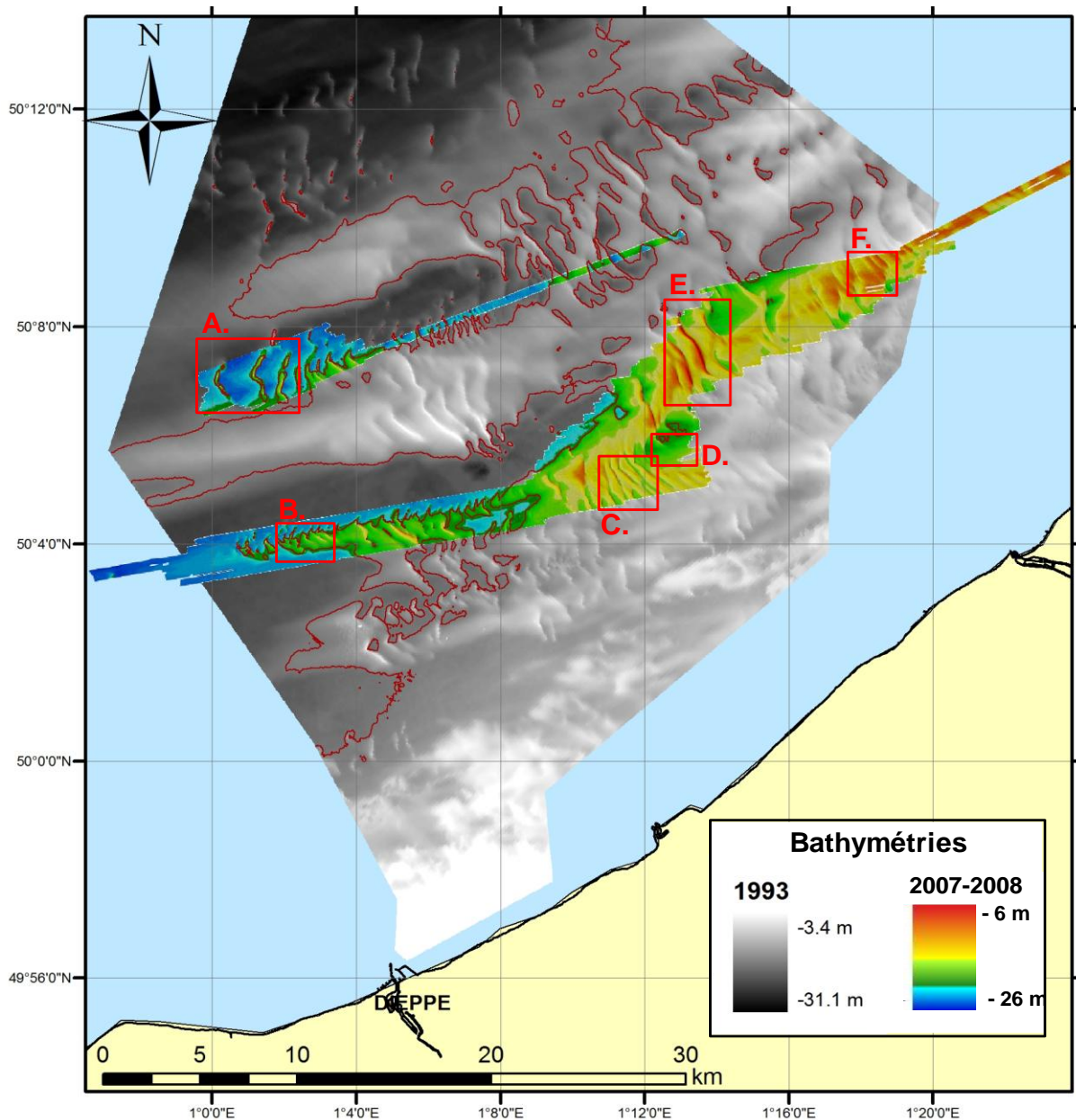


Figure II.11 : Carte bathymétrique de la zone d'étude construite à partir des données mono-faisceau et multi-faisceaux acquises respectivement en 1993 (données SHOM ; maille MNT : 50 m) et lors des missions MOSAG07 et MOSAG08 (maille MNT : 4 m).

Système géodésique WGS84. La ligne rouge représente l'isobathe -20 m sur le MNT de 1993. Les rectangles rouges correspondent aux détails analysés par la suite (Figure II.13).

II.2.1. Méthodologie

De manière à caractériser la morphologie des dunes, les paramètres morphologiques classiquement utilisés dans la littérature (Berné *et al.*, 1989; Berné, 1991; Soulsby, 1997) ont été quantifiés. Dans un souci de clarté, nous en redonnerons une définition (*cf.* Chapitre I, §I.1.2).

La base des dunes est définie comme étant la connexion au pied de la dune adjacente, dans le cas de dunes établies en champs, ou comme la rupture de pente la plus profonde dans le cas de dunes isolées. La hauteur des dunes (H) correspond à la mesure verticale de la base de la dune jusqu'à sa crête. La hauteur d'eau (h) est la somme de la profondeur de la crête et de la hauteur de la dune, et correspond donc à la profondeur de la base de la dune. La longueur d'onde des dunes (λ) est régulièrement définie comme étant la distance crête à crête de deux dunes successives. Cette définition s'applique parfaitement lorsque les dunes sont établies en champs, mais lorsque les dunes sont isolées, nous pouvons alors nous demander si elle est pertinente. Ainsi, dans ce dernier cas, la mesure « classique » de longueur d'onde est complétée par une mesure de la largeur de la dune (L) définie par les ruptures de pente importantes observées de part et d'autre de la crête. Les angles des flancs doux et des flancs raides (respectivement α et β) sont également mesurés. La sinuosité est un paramètre important à considérer lorsque la dynamique des dunes est étudiée car il a été montré qu'une dune ayant une morphologie 2D migre généralement moins rapidement qu'une dune tridimensionnelle (Berné *et al.*, 1989). Nous avons donc calculé l'indice de sinuosité défini par Dalrymple (1984) pour chaque dune. Cet indice correspond au rapport entre l'extension longitudinale de la dune et la longueur réelle de sa crête. Ainsi, plus il est proche de 1, plus la dune tend à être linéaire.

Pour réaliser les mesures de tous ces paramètres, nous avons utilisé le logiciel « ParamDunes », développé à la demande du SHOM par la société RMS (Réalisation Méditerranéenne du Signal). Ce logiciel permet d'analyser et de traiter le signal bathymétrique afin de localiser et caractériser les dunes sous marines. Ce logiciel détecte les corps sédimentaires grâce à un algorithme de ligne de partage des eaux, c'est-à-dire qu'il simule une inondation de la carte afin de délimiter les différents bassins d'accumulation des eaux et, par conséquent, les ruptures de pentes et les crêtes des dunes. Une fois le corps sédimentaire délimité, le logiciel calcule les paramètres morphologiques. Le logiciel SIG ArcGis a également été utilisé afin de vérifier et corriger lorsque cela était nécessaire les valeurs de paramètres fournies par le logiciel « ParamDunes ». L'automatisation du calcul des paramètres morphologiques permet un gain de temps important dans le traitement des données. Pour que ces calculs soient fiables, il est nécessaire d'utiliser des données bathymétriques parfaitement « propres », c'est à dire nettoyées des sondes aberrantes car une seule sonde aberrante peut induire des paramètres erronés (par exemple : hauteur ou angle des flancs dunaires sur- ou sous-estimés).

Ces différentes mesures ont été réalisées sur les dunes levées entièrement lors des campagnes de mesures multi-faisceaux (MOSAG07 et MOSAG08). Lorsque des dunes de plus petites dimensions se surimposent à de plus grandes dunes, seuls les paramètres des dunes hôtes sont mesurés.

II.2.2. Résultats

II.2.2.1 Caractérisation par analyses de données multivariées (ACP)

Des analyses ont été réalisées sur la base de l'étude de la morphologie des dunes exclusivement afin de rechercher des tendances et des corrélations entre les différentes variables morphologiques. Du fait du nombre important de données à traiter dû à la multiplicité du nombre de dunes et d'indices morphologiques, des méthodes d'analyse de données multivariées, et notamment l'analyse en composante principale (ACP), ont été utilisées pour nous permettre de visualiser ces n données dans un unique espace à n dimensions et d'en faciliter ainsi l'interprétation. Cette analyse est une méthode de statistique descriptive permettant de représenter de façon simple et assimilable des informations statistiques en les schématisant : elle consiste à rechercher les directions de l'espace où les corrélations entre n variables aléatoires sont les plus fortes.

Les variables retenues pour réaliser ce travail sont les paramètres morphologiques des dunes : la hauteur, la largeur de la dune, l'extension latérale (ExtLat), la sinuosité, les angles moyens des flancs doux (Ang.Fd) et raides (Ang.Fr), les largeurs moyennes des flancs doux (Lmoy.Fd) et raides (Lmoy.Fr), l'asymétrie des dunes correspondant au rapport entre l'angle du flanc doux et l'angle du flanc raide (Asym.ang), et la distance entre les crêtes (Dist_C.C) correspondant à la longueur d'onde *s.s.*

Ici, l'analyse a été réalisée sur les seules 33 dunes pour lesquelles tous les paramètres ont pu être identifiés. Malgré ce nombre relativement faibles, les dunes étudiées sont représentatives du gradient morpho-sédimentaire. De plus, du fait des caractéristiques techniques du logiciel utilisé pour réaliser ces analyses, un identifiant remplace le numéro réel des dunes (Figure II.9). Le Tableau II-2 résume la correspondance entre cet identifiant et le numéro de la dune. La Figure II.12 présente les espaces des variables et des individus sur les plans factoriels F1-F2 et F1-F3.

Tableau II-2 : Identifiants des individus analysés et numéro de la dune correspondante (localisation Figure II.9)

Secteur	SUD OUEST													CENTRE					
Identifiant	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Dune	4	14	15	17	18	19	20	23	24	28	33	47	54	57	60	61	62	66	70

Secteur	NORD - EST								NORD - OUEST					
Identifiant	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
Dune	4	14	15	17	18	19	20	23	24	28	33	47	54	57

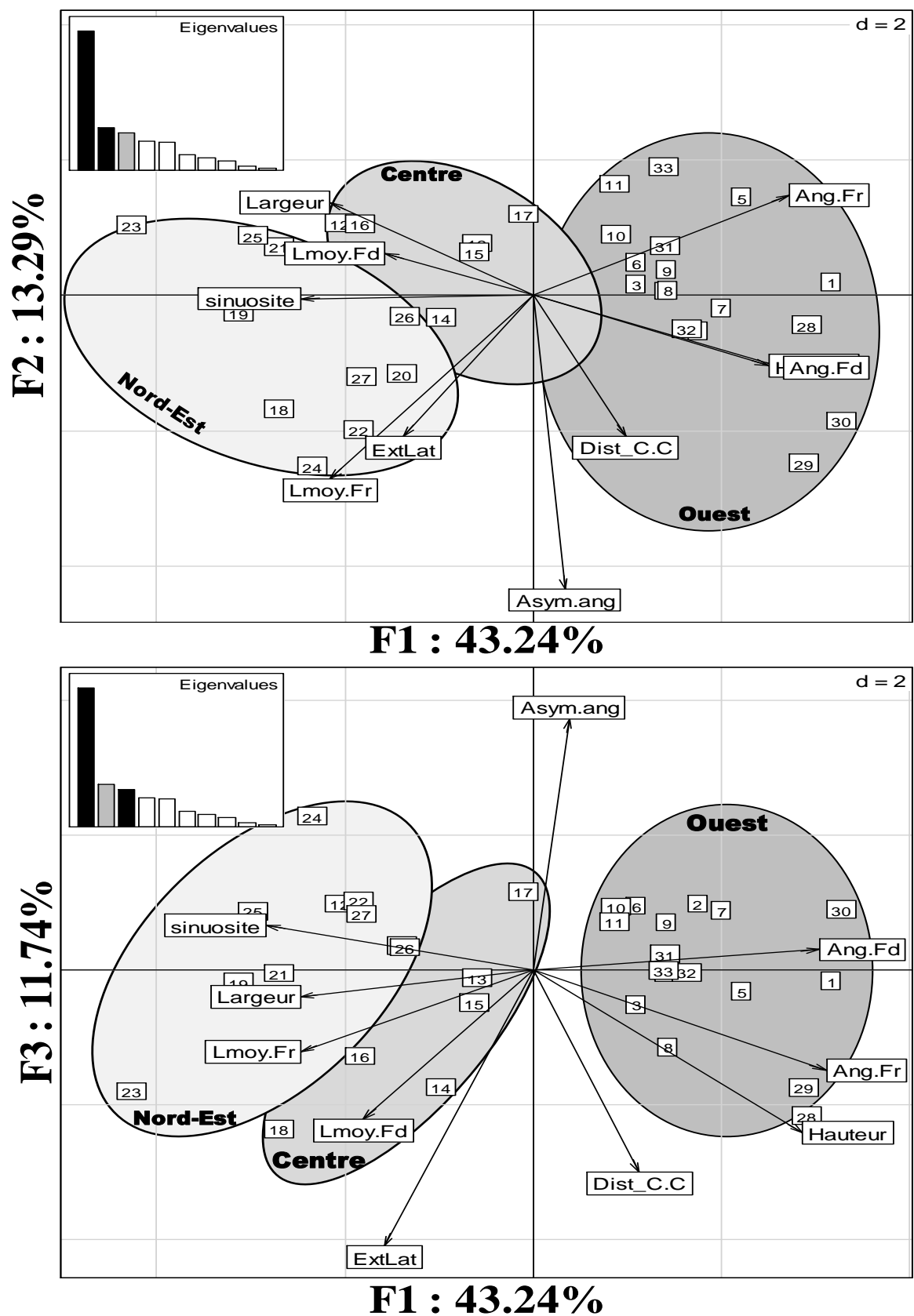


Figure II.12 : Résultats de l'ACP réalisée sur les variables morphologiques : espaces des variables et des individus confondus.

Haut : Plan factoriel F1/F2 (56% de variance exprimée). Bas : Plan factoriel F1/F3 (55% de variance exprimée).

Coin de chaque figure : diagramme des valeurs propres.

Seuls ces trois premiers axes factoriels ont été conservés, car le diagramme de valeurs propres de l'ACP (Figure II.12) montre une forte structure des données et que les composantes F1, F2 et F3 expriment respectivement 43%, 13% et 12% de la variance totale alors que les autres composantes (F4, F5, etc.) n'expriment que très peu de variance (inférieure à 10%).

L'axe F1 explique 43 % de la variance et tend à tirer quasiment à lui seul les résultats de l'ACP. Il semble principalement discriminer les dunes en fonction de leurs dimensions. Du côté positif de l'axe, on retrouve les paramètres qui décrivent la morphologie verticale des dunes : hauteur et angles de ses flancs. Du côté négatif, on retrouve plutôt les paramètres décrivant la morphologie horizontale : largeur totale de la dune, largeur des flancs et sinuosité de la dune. L'indice de sinuosité augmentant avec la linéarité de la dune, cela signifie ici que plus une dune est haute et peu large, plus elle a tendance à être sinueuse. En résumé, l'axe 1 met en évidence l'existence de formes dunaires bidimensionnelles aplaties (peu hautes, plutôt larges et avec des flancs peu inclinés) et de formes tridimensionnelles étirées verticalement (plutôt hautes, peu larges et avec des flancs plus inclinés). Il est à noter que la distance crête – crête, qui est classiquement utilisée pour décrire la morphologie des dunes, explique très peu l'axe 1.

L'axe F2, qui exprime 13 % de la variance, semble caractériser la morphologie transversale des dunes : l'asymétrie des dunes et la morphologie des flancs. L'axe F3, qui explique 12 % de la variance, peut être quant à lui considéré comme caractérisant l'emprise spatiale des dunes car il est défini par l'extension latérale de la dune et la distance crête-crête dans sa partie négative et par l'asymétrie des dunes dans sa partie positive. Il faut néanmoins considérer avec prudence ces axes F2 et F3 car ils n'expriment que peu de variance : un axe pourrait correspondre à une variable (l'asymétrie pour le F2, l'extension latérale pour le F3).

Pour résumer, ces trois axes permettent de discriminer de façon assez nette et complète les différents types de morphologies rencontrées sur la zone d'étude.

Lorsque les individus sont considérés, une organisation Ouest – Est est retrouvée sur tous les axes : les dunes situées à l'Ouest sont plutôt dans les parties positives des trois axes alors que les dunes situées à l'Est sont plutôt dans les parties négatives. Ainsi, cette analyse permet de mettre en évidence le gradient Ouest – Est de la morphologie dunaire, qui se superpose au gradient déjà observé à l'échelle des différents corps sédimentaires (*cf.* Chapitre II, §II.1). A l'Ouest, les dunes ont tendance à être fortement asymétriques, de grande emprise spatiale, hautes et peu larges (exemple des barkhanes situées au Nord-Ouest, individus 28 à 33) alors qu'à l'Est les dunes sont moins asymétriques, moins hautes et présentent des flancs moins inclinés.

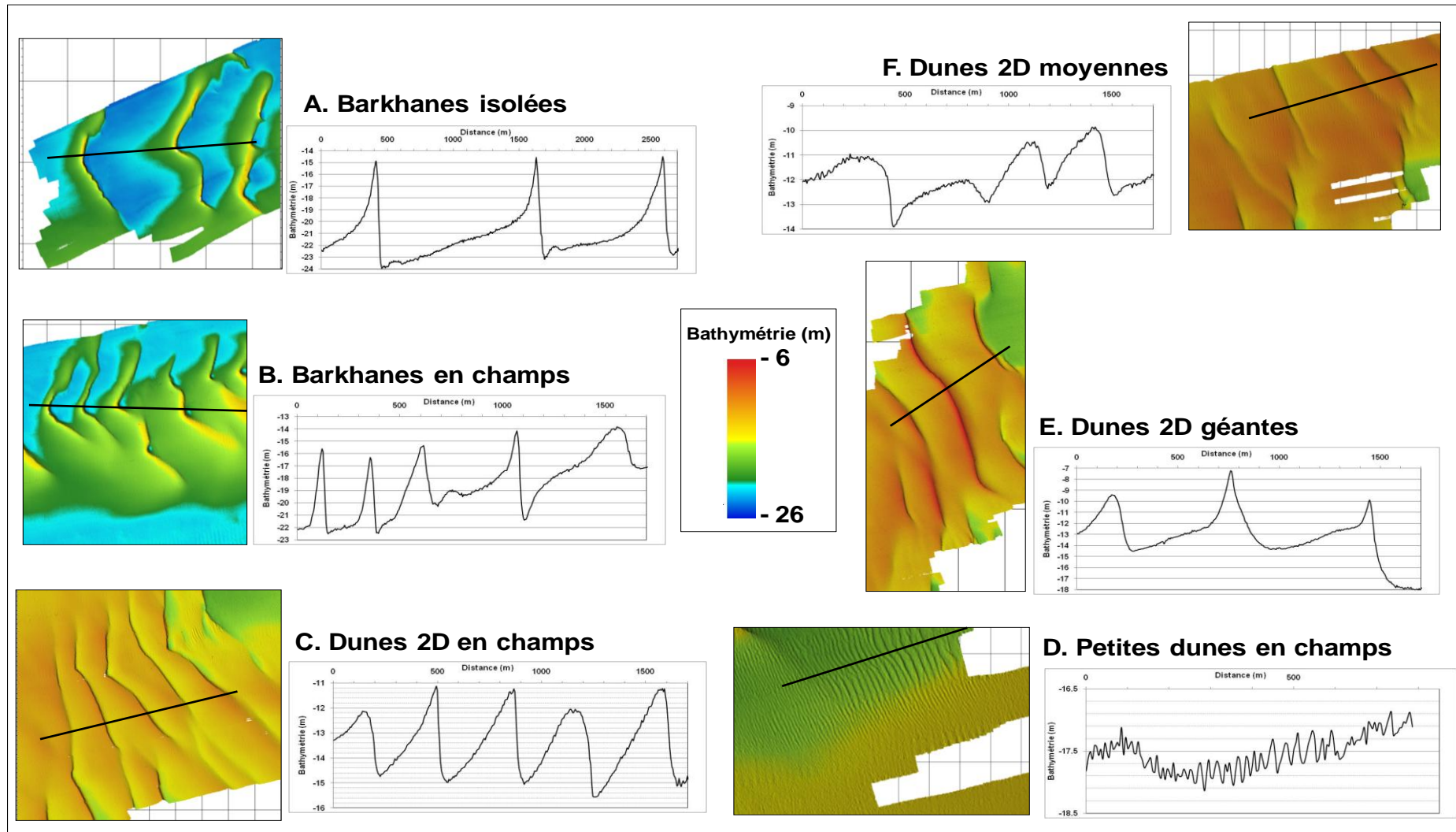


Figure II.13 : ZOOMS extraits de la carte bathymétrique illustrant les différents types de dunes observées sur la zone d'étude.
 Les secteurs présentés sont localisés sur la Figure II.11 (rectangles rouges numérotés). La localisation des profils bathymétriques est figurée par les traits noirs.

II.2.2.1 Typologie des morphologies et distribution spatiale

En se basant sur l'analyse multivariée réalisée précédemment, plusieurs secteurs, notés A à F, ont été sélectionnés comme représentatifs des différentes morphologies de dunes observées sur la zone d'étude. Les différents types de dunes observés sur la zone d'étude sont localisés en Figure II.11 et présentés en Figure II.13. Les profils bathymétriques correspondant sont perpendiculaires ou quasi-perpendiculaires aux crêtes de dunes.

Au Nord-Ouest de la zone d'étude, dans le secteur A, les dunes sont relativement isolées et présentent des morphologies tridimensionnelles de type barkhane (Figure II.13-A) : les longueurs d'onde peuvent dépasser 1500 mètres et les indices de sinuosité peuvent descendre jusqu'à 0,63. Ces dunes sont établies à des profondeurs comprises entre 22 et 25 mètres et présentent des hauteurs parmi les plus importantes observées sur la zone d'étude, variant entre 7,5 et 11 mètres environ. Elles montrent également une asymétrie assez prononcée : leurs flancs raides et doux possèdent des inclinaisons variant respectivement entre 19° et 6° et entre 1,5° et 4,5°.

Plus au Sud, dans le secteur B, les dunes sont également asymétriques et de type barkhane, mais elles diffèrent des premières par leurs dimensions qui sont généralement plus faibles (hauteur variant entre 3,5 et 8,5 mètres) et surtout par le fait qu'elles ont tendance à s'établir en champs (longueurs d'onde plus courtes, comprises entre 100 et 920 mètres) (Figure II.13-B). La particularité de ce type de dunes réside également dans le fait qu'elles sont sur l'extrémité du banc tidal.

A mesure que nous avançons vers l'Est du secteur, les profondeurs diminuent jusqu'à 15 – 16 mètres en moyenne : les dunes se surimposent alors au corps du banc tidal (cas des dunes des secteurs C, E et F).

Dans le secteur C, les dunes sont plus rectilignes (indice de sinuosité compris entre 0,87 et 1), moins hautes (hauteurs variant entre 2,5 et 6 mètres environ) et se succèdent avec des longueurs d'onde plus faibles et plus régulières comprises entre 300 et 400 mètres (Figure II.13-C).

Dans le secteur E, en progressant vers le Nord-Est, des dunes bidimensionnelles présentant des dimensions et des formes remarquables sont observées (Figure II.13-E). La hauteur de ces dunes peut atteindre quasiment 10 mètres malgré une hauteur d'eau d'une quinzaine de mètres seulement. Le flanc raide de ces dunes est relativement peu pentu, ce qui a pour conséquence d'augmenter leur caractère symétrique. Elles sont parfois caractérisées par des profils de type « catback » (McCave, 1971).

Au Nord-Est, dans le secteur F, un dernier type de dunes a été identifié (Figure II.13-F). Ces corps sédimentaires, assez rectilignes, sont hauts de 3 à 4,5 mètres pour des longueurs d'onde de 300 à 450 mètres. Les pentes des flancs doux et raides sont faibles, avec des valeurs moyennes de 0,5° et 3° respectivement, ce qui leur confère une forme peu marquée.

De plus, de nombreuses petites à moyennes dunes sont présentes en champs clairement établis à l'extrémité orientale de la zone levée (Figure II.13-D). Ces dernières possèdent des hauteurs décimétriques à métriques pour des longueurs d'onde allant de 10 à 35 mètres. Ces structures sédimentaires ne sont pas vraiment surimposées au banc sableux mais plutôt dans une zone protégée des courants de flot par ce banc.

Dans le but de rendre compte de l'évolution morphologique des dunes le long du banc tidal, i.e. d'Ouest en Est, nous avons réalisé une synthèse dans laquelle les paramètres morphologiques des dunes ont été mesurés et moyennés pour différents secteurs considérés comme étant représentatifs de la diversité des dunes modelant les fonds marins de la zone d'étude (les secteurs Nord-Ouest, Sud-Ouest et Centre, notés respectivement NO, SO et E; Localisation présentée sur la Figure II.10). Les résultats sont présentés dans le Tableau II-3.

Tableau II-3: Caractéristiques morphologiques des dunes dans la zone d'étude.

Valeurs moyennes des hauteurs, longueur d'onde, sinuosité (indice de sinuosité de Dalrymple, 1984, ou description) et pentes des flancs raides et doux des dunes, pour les secteurs NO, SO et E de la zone d'étude. Comparaison avec d'autres zones d'étude. Les valeurs minimales et maximales, ainsi que l'écart-type sont indiqués entre parenthèses.

	Lieu	Hauteur (m)	Longueur d'onde (m)	Sinuosité	Pente	
					flanc doux (°)	flanc raide (°)
Cette étude	secteur NO	9,4 (7,5 - 11 - 1,4)	900 (280 - 1560 - 505)	0,88 (0,63 - 1 - 0,07)	2,8 (1,7 - 4,6 - 0,9)	11,9 (5,6 - 19,1 - 4,2)
	secteur SW	6,5 (3,4 - 8,5 - 1,5)	530 (100 - 920 - 260)	0,85 (0,64 - 1 - 0,1)	2,3 (0,3 - 4,4 - 1,2)	9 (4,5 - 15,6 - 3,4)
	secteur E	6 (3,8 - 9,8 - 2,2)	425 (255 - 860 - 205)	0,94 (0,79 - 1 - 0,16)	1,4 (0,3 - 2,9 - 0,6)	5,4 (3,1 - 8,3 - 1,9)
Le Bot & Trentesaux, 2004	Déroit du PdC	4 - 12,5	200 - 1100	morphologies2D & 3D	2 - 8,5	10 - 35
Le Bot, 2001						
Berné et al., 1988, 1989	Surtainville	7	250 - 350	morphologies2D & 3D	-	15 - 28

La zone d'étude montre un gradient morphologique Ouest – Est clairement défini : les dunes deviennent rectilignes et, à quelques exceptions près, présentent des dimensions moins importantes d'Ouest en Est, à mesure qu'elles se surimposent au banc tidal, et adoptent des formes plus aplaties et plus symétriques. Dans la littérature, les pentes moyennes des flancs raides sont communément comprises entre 10 et 20°, mais Berné *et al.* (1989) notent qu'il n'est pas rare d'observer des inclinaisons variant entre 25 et 35° lorsque les conditions environnementales, le disponible sédimentaire et la granularité du sédiment le permettent. Dans la zone d'étude, les valeurs de pente mesurées se situent plutôt en dessous de la moyenne basse de ce qui est généralement observé.

II.3. Discussion

II.3.1. Relations entre hauteur et longueur d'onde / largeur des dunes

Il est généralement admis que la longueur d'onde et la hauteur des dunes sont fortement interdépendantes. L'ACP réalisée sur les variables morphologiques (Figure II.12) a montré que la distance crête – crête ne semblait pas être un paramètre permettant de discriminer les dunes les unes des autres à l'échelle du gradient morphologique (coordonnées proche de 0 sur l'axe F1). Néanmoins, l'analyse de cette ACP met en évidence une relation forte entre la distance crête – crête et la hauteur des dunes : ces variables sont bien corrélées (angles faibles dans l'espace des paramètres, et ce, sur les 3 axes). Dans le but d'exprimer cette corrélation, nous avons représenté la hauteur des dunes en fonction de leur longueur d'onde (Figure II.14). Ici, les longueurs d'onde des dunes ont été assimilées aux espacements entre les crêtes des dunes se succédant.

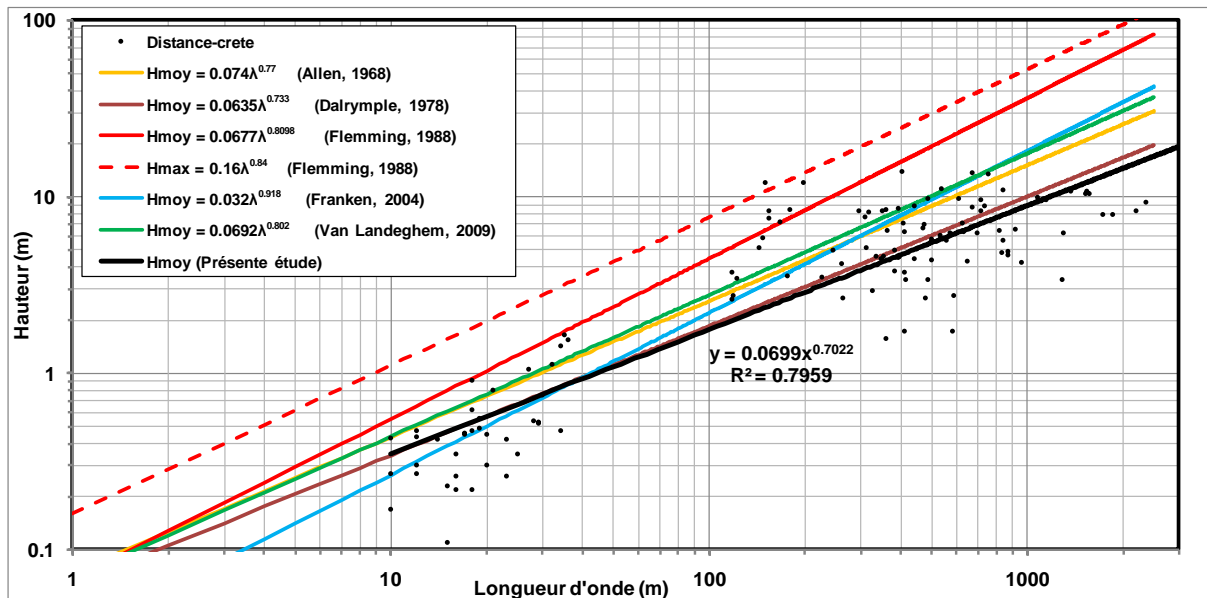


Figure II.14 : Géométrie des dunes observées sur la zone d'étude et corrélations statistiques entre leur hauteur et la distance crête – crête. Comparaison à des corrélations issues de la littérature.

Les points noirs correspondent aux mesures réalisées sur la zone d'étude.

Ainsi, nous pouvons voir que la hauteur des dunes augmente avec leur longueur d'onde et qu'elle se corrèle relativement bien suivant la relation suivante : $H = 0,699\lambda^{0,7022}$ ($r^2 = 0,796$).

De nombreux auteurs avaient déjà observé une très forte corrélation entre ces grandeurs et ont formulé des relations entre la hauteur moyenne et la longueur d'onde des dunes (Allen, 1968 ; Dalrymple, 1978 ; Flemming, 1988 ; Francken *et al.*, 2004 ; Van Landeghem *et al.*, 2009). La relation obtenue est proche de celle de Dalrymple (1978), bien qu'elle prévoie des hauteurs plus faibles pour les fortes longueurs d'onde. Nous pouvons noter que les hauteurs des dunes sont généralement inférieures à

celles prédites par ces formules. A partir de nombreuses observations *in situ*, Flemming (1988, 2000) a également déterminé une relation permettant de prédire la hauteur maximale pouvant être atteinte pour une dune d'une longueur d'onde donnée. Nous avons comparé nos mesures avec cette formulation (Figure II.13-C) et, à l'exception d'une dune, la hauteur maximale n'est jamais atteinte.

Ceci tend à indiquer que les dunes de la zone d'étude ne sont pas adaptées à l'environnement. Les faibles hauteurs et faibles ratios H / L tendent à montrer que la morphologie des dunes de la zone d'étude n'est pas encore, ou plus à l'équilibre avec le milieu ambiant.

Cependant, cela peut également être dû au fait que l'environnement du secteur étudié possède des caractéristiques différentes de ceux étudiés par ces différents auteurs. Par exemple, la formule de Francken *et al.* (2004) a été établie à partir d'observations faites en rivière, et celle de van Landeghem *et al.* (2009) à partir d'observations faites dans des environnements de plate-forme plus profonds : ces formules ne sont alors peut-être pas adaptées à notre environnement. Ce constat confirme le fait qu'il est délicat, voire impossible, d'établir une relation universelle reliant la hauteur moyenne des dunes à leur longueur d'onde : cette relation semble être trop dépendante des paramètres environnementaux tels que la granulométrie, l'hydrodynamisme, *etc.*

II.3.2. Relations entre morphologie et profondeur d'eau

Il est communément admis que les caractéristiques morphologiques des dunes sont influencées par l'hydrodynamisme, les caractéristiques granulométriques et la disponibilité sédimentaire de l'environnement. Ces relations sont d'autant plus complexes que d'autres facteurs peuvent contrôler la forme et les dimensions des dunes. En effet, de nombreuses études ont montré que la profondeur pouvait limiter fortement la croissance des corps sédimentaires (Yalin, 1964; Allen, 1968; Yalin, 1977; Francken *et al.*, 2004; van Landeghem *et al.*, 2009). Lors de ces études, les auteurs ont tenté de trouver des relations entre la hauteur ou la longueur des dunes et la profondeur, en situation d'équilibre. Ces formulations sont basées sur la théorie, des expérimentations et/ou des observations *in situ*.

Nous avons comparé ces formules aux données mesurées sur notre site d'étude (Figure II.15 et Figure II.16).

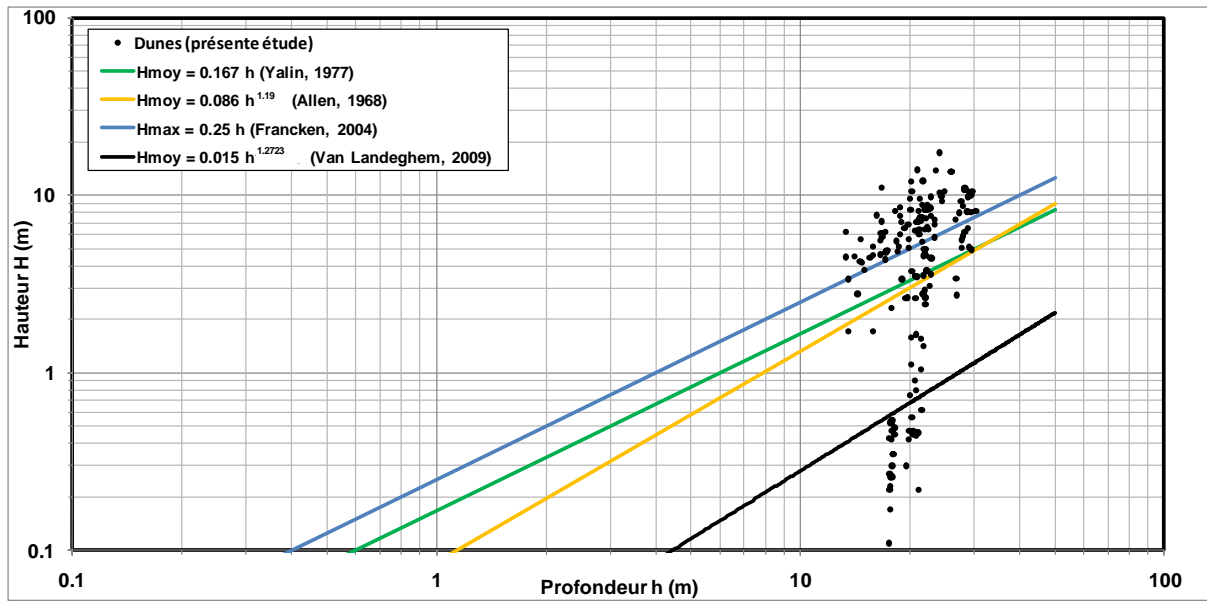


Figure II.15 : Géométrie des dunes observées sur la zone d'étude et relations entre la profondeur d'eau et leur hauteur. Comparaison à des corrélations issues de la littérature.

Le résultat présenté sur la Figure II.15 correspond au rapport de la profondeur minimale du sommet de la dune avec sa hauteur. Bien qu'une tendance ne se dégage pas réellement des mesures effectuées, nous pouvons néanmoins remarquer que les dunes les plus hautes correspondent aux profondeurs les plus importantes. Cependant, lorsque nous comparons ces mesures aux formulations de prédiction de la littérature (Allen, 1968; Yalin, 1977; van Landeghem *et al.*, 2009), nous notons qu'en règle générale, les hauteurs des dunes observées sur la zone d'étude sont plus importantes, y compris plus élevées que les hauteurs maximales prédites par Francken *et al.* (2004). Certaines dunes du secteur Centre présentent des hauteurs avoisinant les 10 mètres alors que la hauteur d'eau au-dessus de ces dunes est inférieure à 10 m. Certains corps sédimentaires ont toutefois une hauteur proche des prédictions faites par Allen (1968), Yalin (1977) et Van Landeghem *et al.* (2009) : ces derniers correspondent aux petites et moyennes dunes surimposées au banc tidal, à l'Est de la zone d'étude (Figure II.13-D).

La longueur d'onde des dunes ne se corrèle également pas de façon satisfaisante à la profondeur d'eau dans la zone d'étude (Figure II.16).

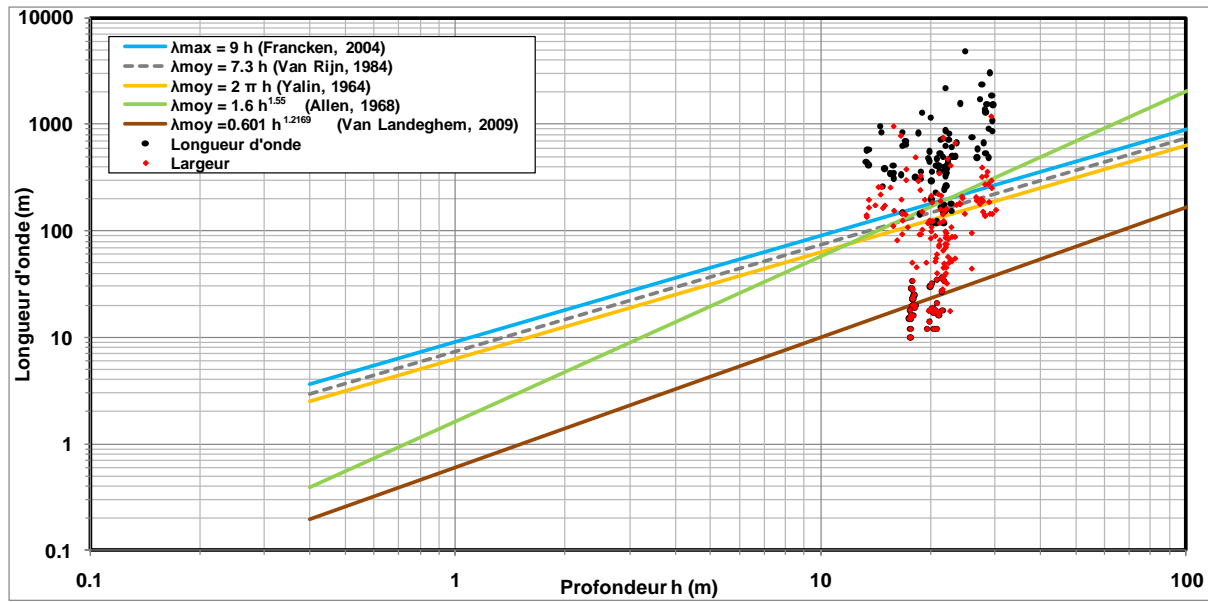


Figure II.16 : Géométrie des dunes observées sur la zone d'étude et corrélations statistiques entre la profondeur d'eau et leur longueur d'onde ou leur largeur. Comparaison à des corrélations issues de la littérature.

Ce constat est vrai que l'on considère i) la longueur d'onde « classique » (distance crête à crête de deux dunes successives), ou ii) la largeur de la dune, qui semble plus appropriée pour les dunes « isolées ». En dépit de ce manque de corrélation, il est néanmoins notable que les longueurs d'onde, ou les largeurs, les plus importantes sont observées dans les lieux où la profondeur est maximale. De plus, la plupart des longueurs d'onde observées sont surestimées par rapport aux modèles issus de la littérature, bien que cette surestimation soit amoindrie lorsque les largeurs des dunes sont considérées. Là encore, seules les longueurs d'onde des petites et moyennes dunes surimposées au banc tidal, à l'Est de la zone d'étude (Figure II.13-D) sont inférieures aux prévisions les plus fortes pour nos gammes de profondeurs (Yalin, 1964; Allen, 1968; Van Rijn, 1984; Francken *et al.*, 2004) et s'approchent des prévisions de Van Landeghem *et al.* (2009).

La grande variabilité de hauteur et de longueur d'onde des dunes (valeurs variant respectivement entre 0,1 m et 11 m et entre 10 m et plus de 3000 m) alors que la profondeur à laquelle ces dunes sont observées varie peu (entre 12 et 30 m environ), rend les formulations d'équations de corrélation entre ces grandeurs délicates, voire non pertinentes pour notre zone d'étude. Ainsi, même s'il semble évident que la profondeur est un facteur limitant dans la croissance des dunes, nous ne pouvons ici ni quantifier cette relation, ni même mettre en évidence de manière précise ce fait. D'autres études portant sur des dunes situées dans des eaux peu profondes de types baies, plate-formes continentales ou chenaux tidaux ont mis en évidence le fait que la taille des dunes est indépendante de la profondeur d'eau (Aliotta & Perillo, 1987; Bartholdy *et al.*, 2002).

La surestimation de la hauteur des dunes et de leur longueur d'onde en fonction de la profondeur peut être liée à plusieurs facteurs. Il est tout d'abord nécessaire d'avoir un regard critique quant à la

comparaison de nos mesures avec des équations tirées de la littérature. En effet, il est généralement admis qu'il est difficile de définir, de manière universelle, grâce à une simple équation générale la relation entre les paramètres morphologiques d'une dune et la profondeur. Or, les études utilisées lors des comparaisons ont été réalisées dans des environnements souvent très différents de celui de la zone d'étude. Par conséquent, bien que les formules utilisées ici puissent tout à fait définir la relation entre profondeur et dimensions des dunes dans ces environnements, il est fortement probable qu'elles ne soient pas adaptées à notre environnement.

Ces équations considèrent que les corps sédimentaires sont en équilibre avec l'environnement. Ainsi, ces surestimations pourraient signifier que, de nos jours, les dunes ne sont plus en équilibre avec l'environnement ambiant et que leur morphologie est héritée et en cours d'adaptation. Dernièrement, bien que la hauteur d'eau soit un paramètre primordial contrôlant les paramètres morphologiques des dunes, et leur amplitude en particulier, d'autres facteurs tels que la granulométrie du sédiment ou les vitesses des courants peuvent également influencer la croissance des dunes (Allen, 1968; Flemming, 2000b). Par la suite, nous tenterons d'identifier si ces autres paramètres peuvent expliquer les dimensions dunaires observées.

III. Sédiment

III.1. Granulométrie du sédiment dunaire

III.1.1. A l'échelle de la zone d'étude

Les sédiments constituant les fonds marins de la zone d'étude sont caractérisés par une hétérogénéité granulométrique marquée. Le gradient hydrodynamique et morphologique de la zone d'étude est également souligné par un gradient sédimentaire régional (cf. Chapitre I, §II.3).

III.1.1.1 Evolution granulométrique associée au gradient Ouest - Est

Dans le but de caractériser finement la granulométrie de la zone étudiée, 235 échantillons sédimentaires ont été réalisés le long du gradient (Figure II.17), au cours des différentes campagnes effectuées durant cette étude (cf. Tableau I-3). Tous ces prélèvements ont fait l'objet d'une étude granulométrique. Ici, nous utiliserons seulement quelques échantillons représentatifs des différents secteurs décrits précédemment pour décrire et analyser l'évolution de la granulométrie le long du gradient Ouest – Est (Figure II.18): échantillons S1 et S4 pour le secteur SO ; S2 et S3 pour le NO et S5 pour le secteur Centre ; CS64 pour le secteur Nord – Est (localisation en Figure II.17).

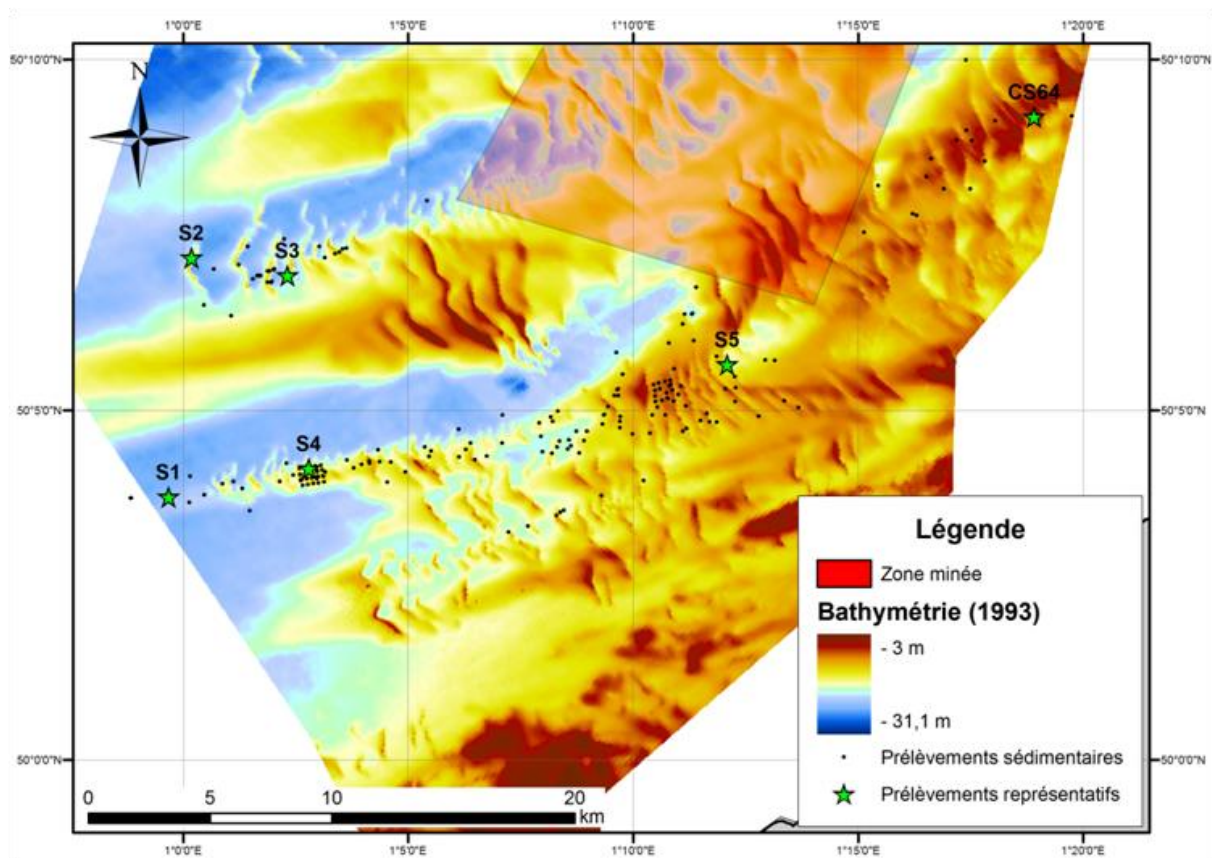


Figure II.17 : Localisation des prélèvements sédimentaires.

Points noirs : totalité des prélèvements ; Etoiles vertes : prélèvements représentatifs.

Projection UTM 31N; système géodésique : WGS84.

Nous notons que le sédiment présent sur la zone d'étude couvre une large gamme granulométrique allant des graviers (e.g. échantillon S1, $D_{50}=2,85\text{mm}$) aux sables fins (e.g. échantillon CS64, $D_{50}=0,209\text{mm}$) en passant par des sables grossiers à moyens (échantillons S2 à S5, D_{50} variant entre 1,17 et 0,45 mm, respectivement) (Figure II.18-B). La totalité des échantillons analysés montre une faible proportion de vase (inférieure à 4 %) (Figure II.18-A).

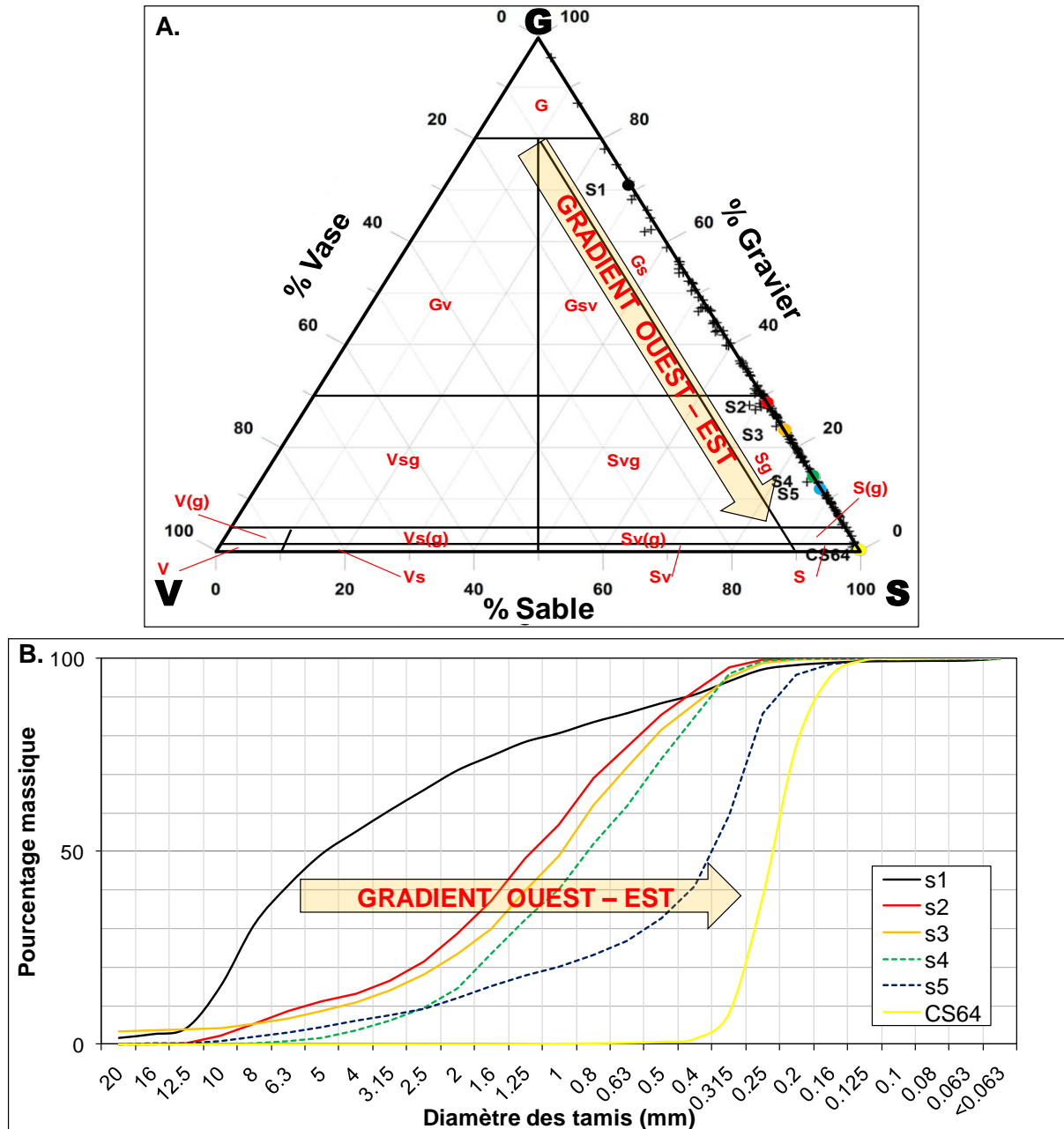


Figure II.18: Totalité des échantillons (croix noires) placés dans le diagramme triangulaire de type Folk (1954) (A) et courbes granulométriques cumulatives des échantillons localisés sur la Figure II.17 (B).

Cette variabilité granulométrique est clairement mise en évidence grâce aux images extraites des mesures de vidéo sous – marine mises en œuvre lors de la campagne ALBATR06 (Juin 2006, Tableau I-3) dans le Nord – Ouest de la zone d'étude, au niveau des grandes barkhanes isolées (Figure II.19). Ces images vidéo permettent de visualiser le sédiment en place et nous distinguons clairement des fonds marins présentant différentes caractéristiques sédimentaires : un mélange de cailloutis – graviers associé à des galets isolés au niveau de la semelle sédimentaire résiduelle (Figure II.19-A), des sables grossiers à dominance bioclastique au niveau des flancs doux de dunes (Figure II.19-B) et des sables moyens plutôt lithoclastiques (Figure II.19-C). De plus, l'utilisation de la vidéo sous-marine permet également d'observer des petites structures sédimentaires, telles que les rides (Figure II.19-C), qui sont indécélables par méthodes acoustiques.

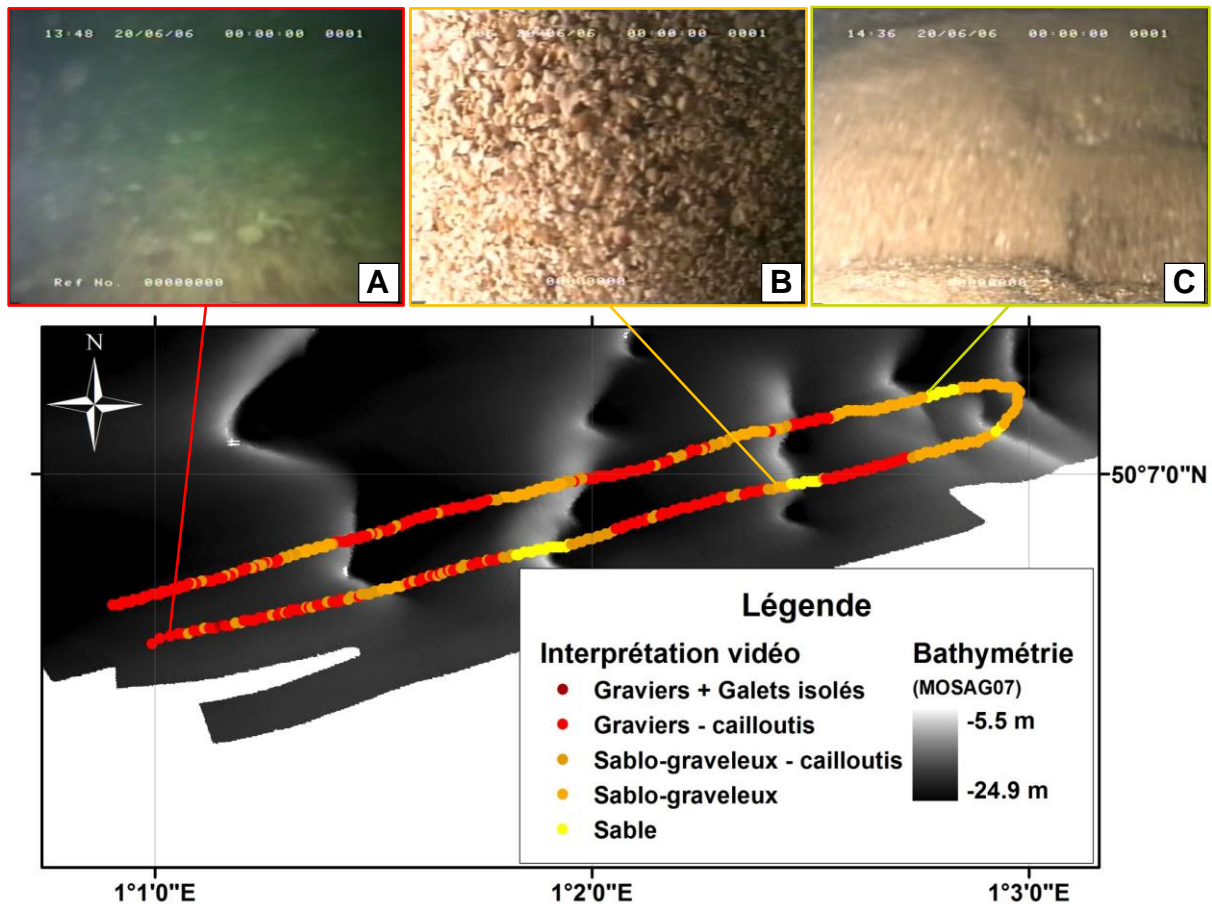


Figure II.19 : Interprétation et extraits des mesures de vidéo sous-marine réalisées dans le secteur Nord – Ouest (ALBATR06, Juin 2006).

A. Mélange de cailloutis et graviers, associé à des galets isolés ; B. Sables grossiers à dominance bioclastique ; C : Sables moyens modelés par des petites rides.

Ces 235 échantillons sont majoritairement pluri-modaux, à l'exception de ceux prélevés dans le secteur Nord-Est pour lesquels la distribution est uni-modale (e.g. CS 64). Cette analyse permet de mettre clairement en évidence 5 types de sédiment de mieux en mieux triés :

- un groupe de Gravier (notation Folk : G), où les graviers sont largement dominants (2 échantillons, Figure II.18-A). Ce type de sédiment compose la semelle de sédiments résiduels immobiles (Figure II.19-A).
- un groupe de graviers sableux (notation Folk : Gs), pour lequel la proportion de graviers reste importante (e.g. S1) ;
- un groupe de sables graveleux (notation Folk : Sg), avec des modes dominants dans les sables grossiers (autour de 0,8 – 1,2 mm ; e.g. S2, S3, S4) ;
- un groupe de sables graveleux avec un mode sableux dominant dans les sables moyens (autour de 0,25 – 0,5 mm) et une tendance à la disparition des modes plus grossiers (notation Folk : S(g)) ;
- un groupe de sables (notation Folk : S), bien trié, constitué exclusivement de sables fins dont le mode principal est situé autour de 0,25 mm (e.g. CS64).

Dans le but de caractériser plus finement ce gradient morpho-sédimentaire, nous avons observé l'évolution des paramètres statistiques, calculés à partir de la granulométrie, en réalisant des interpolations sur la zone d'étude. Les résultats sont visibles sur la Figure II.20 : ils représentent la répartition spatiale de la moyenne (Figure II.20-A.) et du tri (Figure II.20-B.).

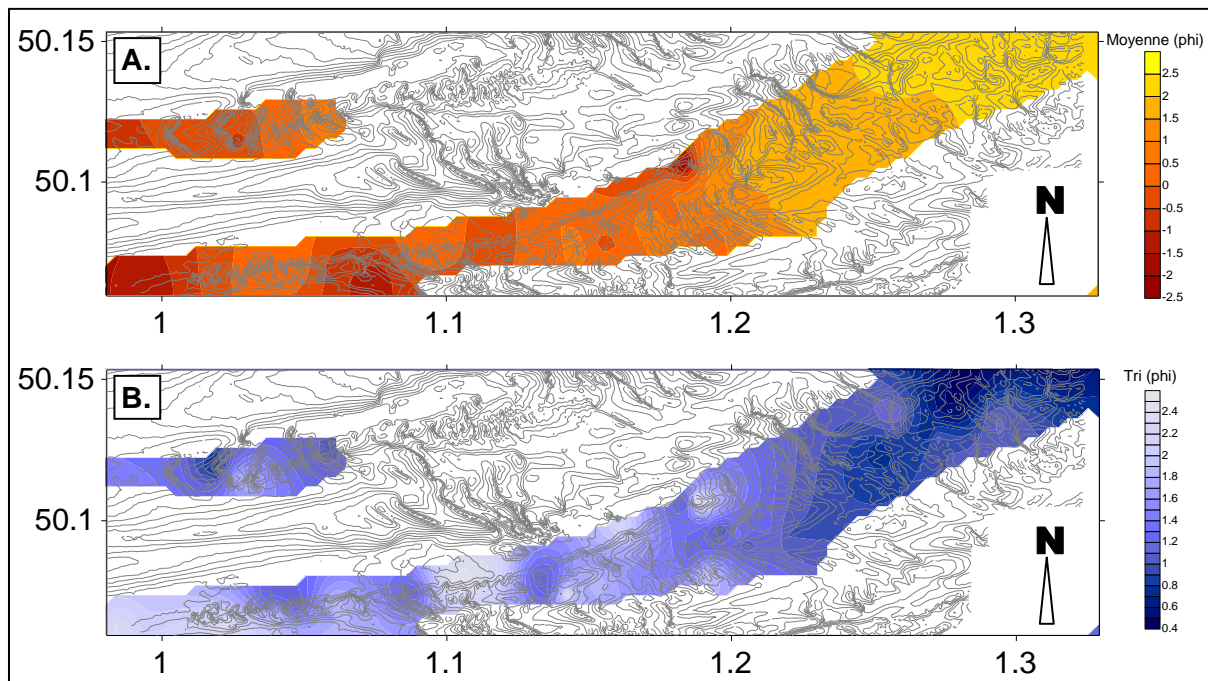


Figure II.20 : Répartition spatiale des paramètres statistiques calculés à partir des courbes granulométriques. A : Moyenne ; B : Tri.

Les lignes grises correspondent aux isobathes. Système géodésique : WGS84.

La moyenne varie de -2,5 phi à l'Ouest (matériel très grossier de type gravier), à 3 phi à l'Est, (sables fins) (Figure II.20-A). L'affinement du sédiment de l'Ouest vers l'Est ne se fait pas de manière continue. En effet, d'importantes fluctuations de la moyenne sont observées à l'Ouest, au niveau des barkhanes, alors qu'à l'Est, le sédiment semble s'affiner régulièrement. Ceci pourrait mettre en évidence le fait que les dunes situées à l'Est sont constituées du même matériel sédimentaire que l'environnement auquel elles appartiennent, alors qu'à l'Ouest, la semelle de sédiments grossiers est mise à nue par endroits.

Le tri du sédiment sur la zone d'étude varie entre 0,4 et 2,4 phi. Nous observons un meilleur classement des sédiments vers l'Est (valeurs de tri proches de 0,4) alors qu'à l'Ouest, le tri est mauvais à très mauvais (valeur atteignant 2,4) (Figure II.20-B). Cela semble logique étant donné que le sédiment prélevé à l'Ouest est beaucoup plus hétérogène qu'à l'Est, avec des granulométries régulièrement bi-, voire pluri-modales.

Le sédiment constituant le fond marin de la zone d'étude étant majoritairement hétérométrique, l'analyse de l'évolution de la moyenne granulométrique le long du gradient morphologique ne nous renseigne que grossièrement sur l'évolution sédimentaire à l'échelle de la zone d'étude. Pour être plus précis, nous avons représenté l'évolution des pourcentages des fractions granulométriques de graviers, de sables moyens à grossiers et de sables fins (diamètre des particules compris respectivement entre 20 et 2 mm, entre 2 et 0,25 mm et entre 0,25 et 0,063 mm) (Figure II.21).

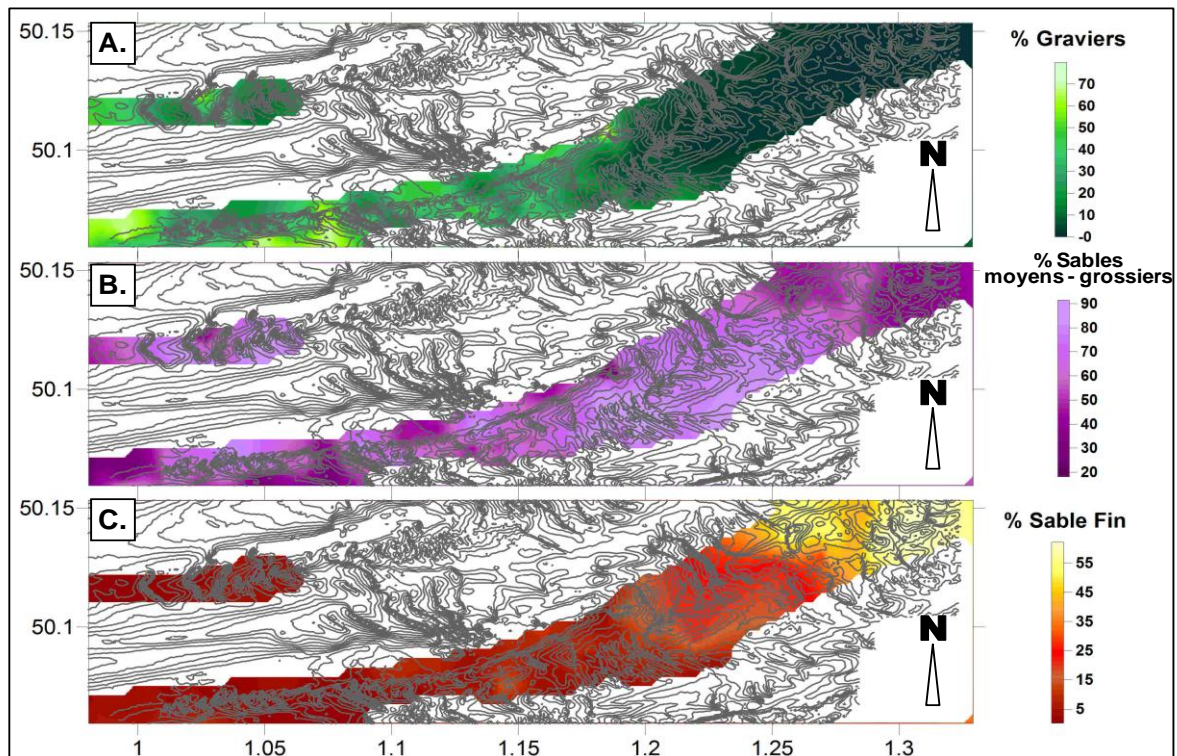


Figure II.21 : Evolution des pourcentages relatifs des fractions granulométriques de graviers (A), sables moyens à grossiers (B) et sables fins (C).
Système géodésique : WGS84.

Ainsi, nous remarquons que l’affinement du sédiment d’Ouest en Est correspond à la diminution des pourcentages de graviers associée à une augmentation des pourcentages de sables moyens à grossiers puis de sables fins. En effet, les proportions de graviers sont très importantes à l’extrémité occidentale de la zone d’étude (jusqu’à 70%). Au niveau du banc tidal, les graviers disparaissent quasiment du mélange sédimentaire correspondant alors à un mélange sables grossiers et sables fins. A l’extrémité orientale de la zone étudiée, la proportion de sables fins devient prépondérante (plus de 55 %), ce qui explique l’homogénéité du sédiment (échantillon CS64, Figure II.18).

III.1.1.2 Typologie des sédiments par analyses de données multivariées

A l’image de ce qui a été réalisé sur la morphologie des dunes, des analyses multivariées ont été faites sur la base des variables granulométriques dans le but de déterminer quelle(s) variable(s) serai(en)t discriminante(s) et permettrai(en)t ainsi de différencier les dunes les unes des autres.

Dans un premier temps, une Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) a été réalisée à partir des variables sédimentaires sur l’ensemble des 33 dunes précédemment utilisées pour l’ACP sur les variables morphologiques (*cf.* Chapitre II, §II.2.2.1). Les variables retenues pour cette analyse correspondent aux paramètres granulométriques des échantillons prélevés sur les dunes considérées : le D50, le Tri (en phi, *i.e.* plus sa valeur est faible, meilleur est le tri de l’échantillon) et les proportions des différentes classes granulométriques. Nous avons choisi ici d’utiliser 9 classes granulométriques de Wentworth dans le but de bien caractériser l’hétérogénéité du sédiment. Ces 9 classes sont définies dans le Tableau II-4. Ce découpage présente l’avantage de bien différencier les sables qui constituent la classe dominante au niveau de la zone d’étude.

Tableau II-4 : Définition des 9 classes granulométriques utilisées dans les analyses multivariées réalisées sur les variables sédimentaires.

Les annotations utilisées dans l’ACP sont données entre parenthèses.

Galets (Ga)	Cailloutis (C)	Graviers (Gr)	Sable Très Grossier (STG)	Sable Grossier (SG)	Sable Moyen (SM)	Sable Fin (SF)	Sable Très Fins (STF)	Vase (V)
> 16 mm	16 - 4mm	4 - 2 mm	2- 1 mm	1 - 0,5 mm	0,5 - 0,250 mm	0,250 - 0,125mm	0,125 - 0,063 mm	< 63 μ m

Le but de la CAH est d’obtenir une classification automatique des dunes en fonction des données statistiques considérées et ainsi de dégager des groupes en fonction de leur similarité. Les résultats de cette analyse sont présentés en Figure II.22.

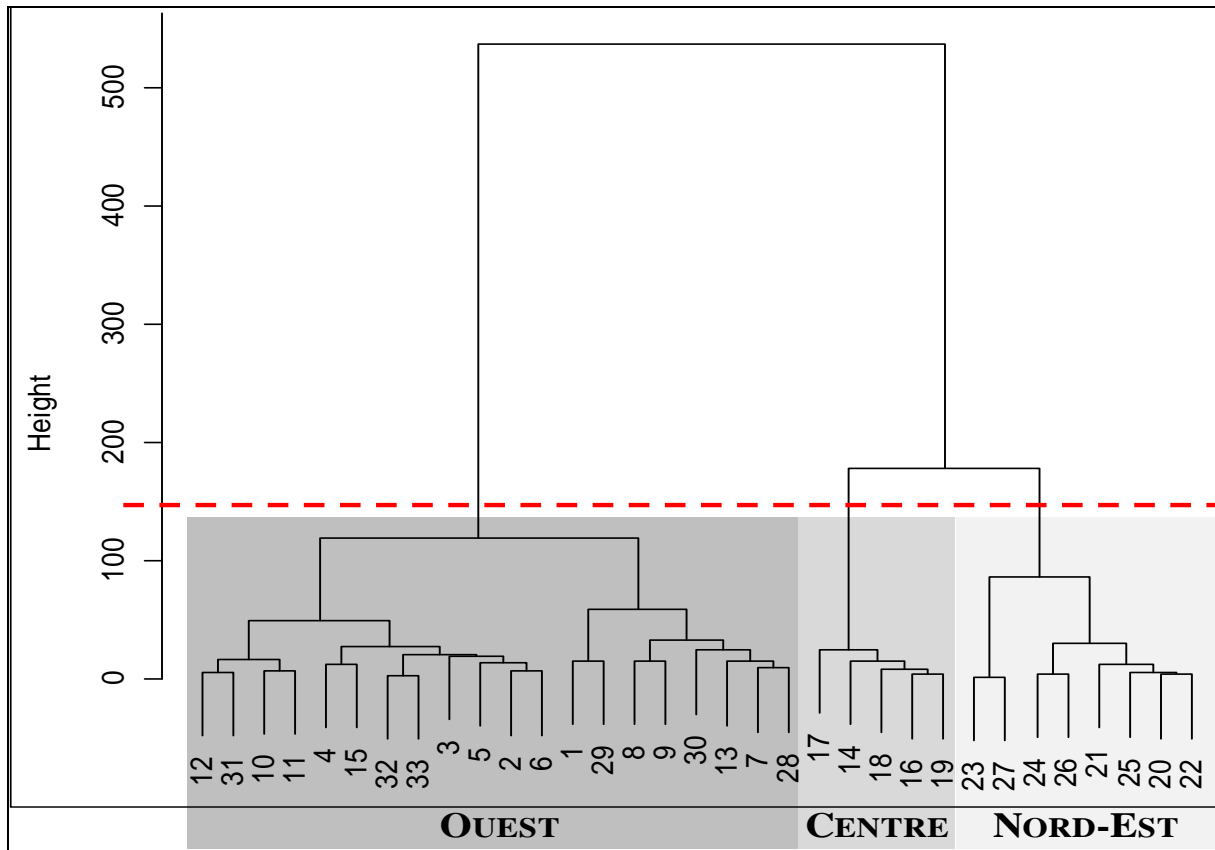


Figure II.22 : Dendrogramme ou classification ascendante hiérarchique des 33 dunes, basée sur les paramètres sédimentaires.
 Axe horizontal : identifiants des 33 dunes ; Axe vertical : coefficient de similarité.

Sur ce dendrogramme, lorsque nous plaçons la troncature à une hauteur de 150 environ (valeur correspondant à un coefficient de dissimilarité), trois groupes de dunes s'individualisent. Un groupe se détache nettement des autres : ce sont les dunes identifiées 1 à 13, puis 28 à 33 (cf. Tableau II-2), soient les barkhanes constituées de sédiments grossiers (graviers, sables très grossiers à moyens) situées dans la partie occidentale de la zone d'étude. Les deux autres groupes correspondent d'une part, aux dunes du secteur Centre, sur le début du banc sableux (identifiants 14 à 19), et d'autre part aux dunes du secteur Nord-Est (identifiants 20 à 27).

Cette CAH met clairement en évidence le gradient sédimentaire Ouest – Est : les variables sédimentaires permettent donc bien de discriminer les dunes le long de ce gradient.

Dans le but de déterminer quelle(s) variable(s) granulométrique(s) discrimine(nt) ces différents types de dunes, une ACP a été réalisée sur ces 33 dunes à partir des variables sédimentaires (Figure II.23). Les identifiants des variables utilisés dans cette analyse sont indiqués dans le Tableau II-4. De plus, les différents types de dunes, identifiés à partir de la CAH (Figure II.22) et correspondant aux secteurs Ouest, Centre et Nord – Est, sont figurés par des ellipses afin de faciliter la lecture de cette figure.

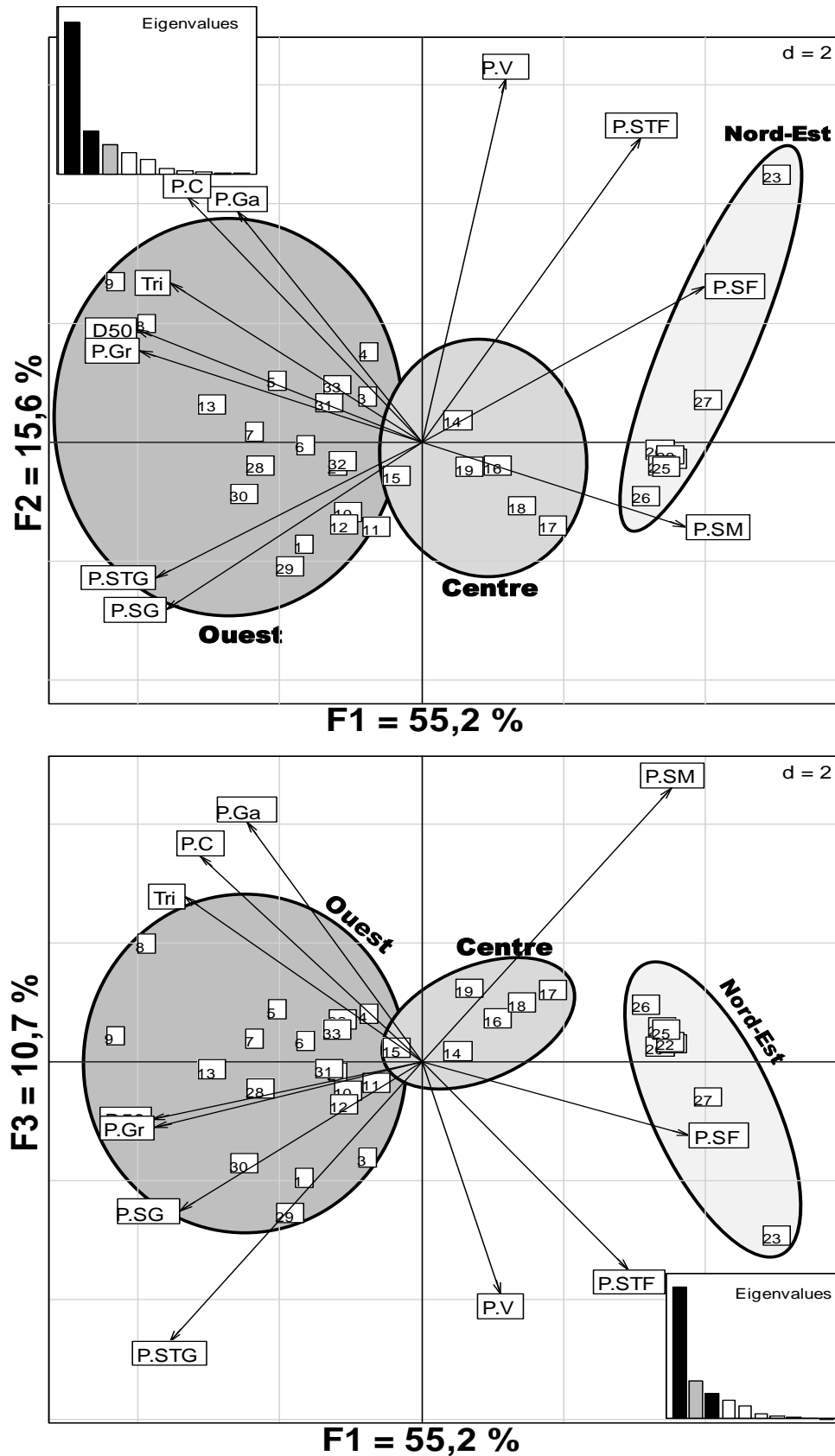


Figure II.23 : Résultats de l'ACP réalisée sur les variables granulométriques : espaces des variables et des individus confondus.

Haut : Plan factoriel F1/F2 (71 % de variance exprimée). Bas : Plan factoriel F1/F3 (66 % de variance exprimée).

Coin de chaque figure : diagramme des valeurs propres.

La Figure II.23 présente les espaces des variables et des individus sur les plans factoriels F1-F2 et F1-F3. Seuls ces trois premiers axes factoriels ont été conservés, car le diagramme de valeurs propres de l'ACP (Figure II.23) montre une forte structure des données et que les composantes F1, F2 et F3 expriment respectivement 55%, 16% et 11% de la variance totale alors que les autres composantes n'expriment que très peu de variance (inférieure à 10%).

L'axe F1 permet de distinguer les dunes constituées de sédiments grossiers de celles constituées de sédiments plus fins. Le côté positif de l'axe est caractérisé par les sédiments fins (pourcentages de sables moyens, fins et très fins) alors que le côté négatif est plutôt caractérisé par les sédiments grossiers (pourcentages de cailloutis, graviers, sables très grossiers à grossiers). De plus, nous notons que le D50 et le tri se corrélaient logiquement à ce groupe des sédiments grossiers. Ainsi, plus le mélange sédimentaire dunaire contient des proportions importantes de sédiment grossier, plus le D50 sera élevé et plus le tri aura tendance à être mauvais, à l'image de ce qui a été observé à l'échelle de l'ensemble de la zone d'étude. Ainsi, cet axe peut-être considéré comme caractérisant l'hétérogénéité sédimentaire à l'échelle du gradient Ouest – Est.

L'axe F2 montre que les sables moyens à très grossiers (côté négatif de l'axe) sont anti-corrélés avec, selon les dunes, les fractions plus grossières (cailloutis, galets, graviers) d'une part ou les sables fins à très fins d'autre part. Cet axe permet d'affiner la distinction entre les dunes en fonction de l'hétérogénéité du sédiment dunaire. Il peut également être mis en relation avec l'évolution des pourcentages des fractions granulométriques de graviers, de sables moyens à grossiers et de sables fins, à l'échelle de la zone d'étude (Figure II.21).

L'axe F3 semble discriminer les sédiments les plus grossiers ou les plus fins des sables moyens. La partie négative de l'axe correspond aux sédiments grossiers, mal triés, bi- à pluri-modaux présentant de forts pourcentages en cailloutis et/ou galets (cas général des dunes du secteur Ouest) ou en sables très fins bien triés (cas général du secteur Nord – Est). L'axe positif correspond aux sédiments grossiers mieux triés, composés majoritairement de sables très grossiers à grossiers. Les sables moyens semblent être une fraction à part car ils apparaissent de manière relativement isolée dans les deux espaces F1 – F2 et F1 – F3.

Pour résumer, ces trois axes permettent de clairement distinguer les dunes en fonction de leurs paramètres granulométriques, mais l'essentiel de la variabilité est exprimée selon l'axe F1. Du côté positif de l'axe F1, se trouvent les dunes constituées de sédiments fins, bien triés et relativement homogènes alors que du côté négatif, le mélange sédimentaire sera plus grossier et moins bien trié. Lorsque les individus sont considérés, cet axe discrimine principalement les dunes selon le gradient Ouest – Est : les dunes occidentales sont dans la partie négative et les dunes orientales dans la partie positive.

III.1.2. A l'échelle de la dune

Lors des campagnes MOSAG07 et MOSAG08, des prélèvements sédimentaires ont été réalisés selon un maillage relativement serré (distance entre chaque prélèvement d'environ 200 m) dans le but de pouvoir observer l'évolution des caractéristiques granulométriques à l'échelle de certaines dunes. Trois secteurs différents d'un point de vue sédimentaire et morphologique ont été choisis (Figure II.24). Tout comme nous l'avons fait à l'échelle de la zone d'étude, nous avons observé l'évolution des paramètres statistiques relatifs à la granulométrie à l'échelle des corps dunaires. Tous les résultats obtenus ne seront pas présentés ici : seules les distributions du D50 et du tri sont analysées (les distributions des proportions des différentes classes granulométriques en fonction des secteurs sont disponibles en annexes).

Nous notons que le D50 du sédiment constituant la dune évolue différemment selon les secteurs considérés. Sur les barkhanes de la boîte 1, dans le secteur Ouest, il n'évolue que très peu à l'échelle des dunes. Le flanc doux, la crête et le flanc raide montre sensiblement le même D50 d'environ 0,8 – 1 mm. La principale variation se situe en bordure sud des dunes où l'on observe la semelle de graviers (D50 = 2,8 mm) sur laquelle les dunes reposent.

La couverture sédimentaire de la boîte 2, dans le secteur Centre, est constituée d'un mélange de graviers et de sables grossiers (D50 compris entre 0,35 et 0,9 mm). Une tendance à l'affinement du sédiment du pied de dune vers la crête est observée (le D50 passe de 0,7 à 0,45 mm). Au niveau du flanc raide de la petite dune surimposée à la plus grande, nous pouvons noter que le sédiment est plus grossier (D50 = 0,9 mm).

Dans la boîte 3, au Nord – Est de la zone d'étude, la tendance inverse est observée : le sédiment devient plus grossier du pied vers la crête (D50 de 0,245 mm à 0,295 mm, respectivement). Cette évolution du D50 est liée aux variations respectives des proportions de sables grossiers et de sables fins : entre deux dunes, la proportion de sables fins peut atteindre 55 % environ alors qu'au niveau de la crête, elle descend à 25 % (cf. Annexes).

Lorsque nous analysons l'évolution du tri à l'échelle des dunes, nous notons une tendance globale similaire sur les trois secteurs : le sédiment est mieux trié du pied vers la crête des dunes. Néanmoins, quelques effets de points apparaissent ponctuellement et ils peuvent induire localement une tendance inverse (ex : secteur Nord – Est). Nous remarquons également que le tri est meilleur au niveau de la boîte 3, où le sédiment est plus fin et plus homogène.

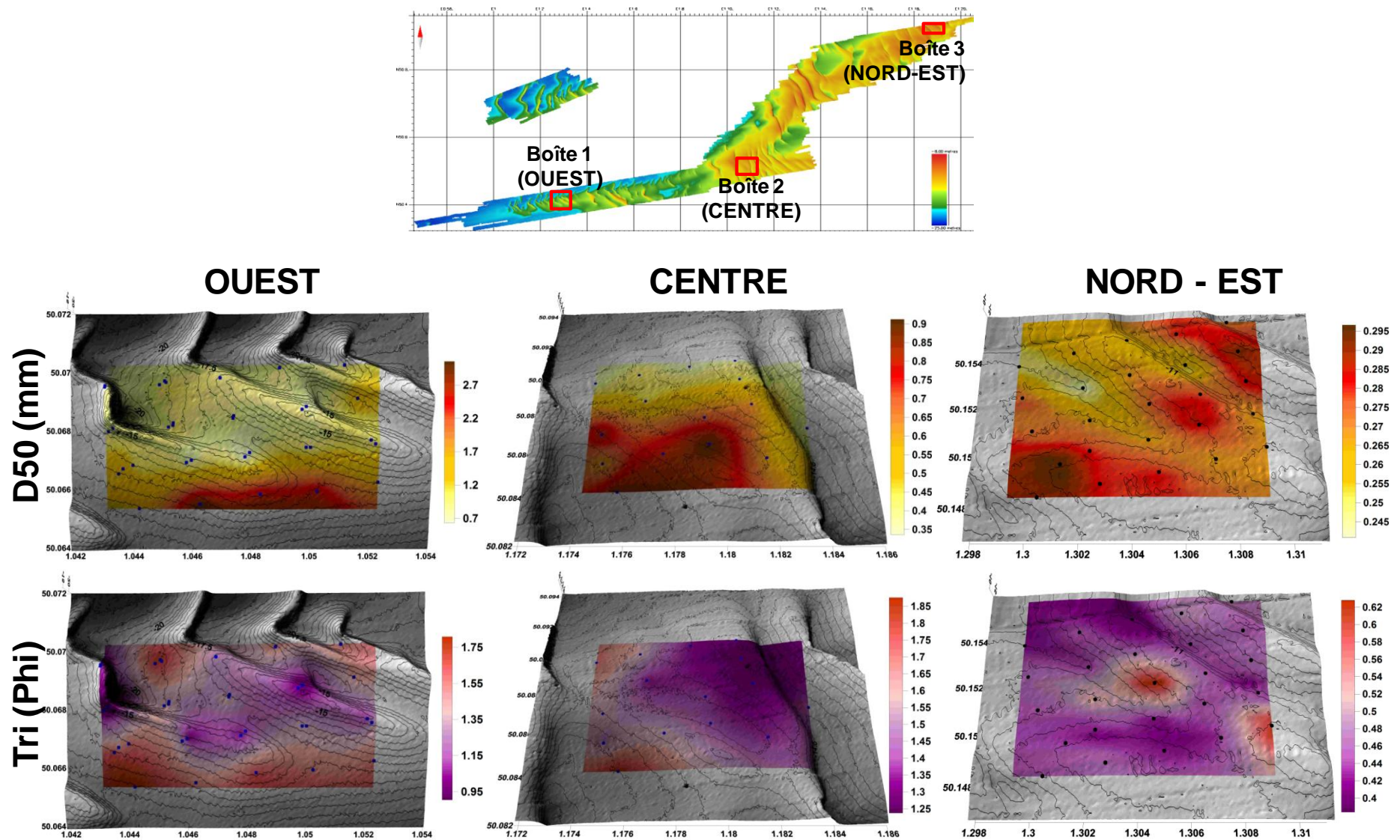


Figure II.24 : Localisation des boîtes étudiées et évolution des paramètres statistiques granulométriques à l'échelle des dunes.
 Les échelles de couleurs sont adaptées à chaque dune et ne sont donc pas similaires d'une dune à l'autre.

La plupart des observations concernant les évolutions des caractéristiques granulométriques à l'échelle de la dune ont été obtenues dans la littérature. En effet, plusieurs auteurs ont noté un meilleur tri et une granulométrie croissante du pied vers la crête de la dune (*e.g.* Wells & Lüdwick, 1974 ; Malikides *et al.*, 1989 ; Stolk, 2000). Ce phénomène est dû à l'augmentation des vitesses des courants induite par la diminution de la tranche d'eau au passage de la crête (Dyer, 1970). De Maeyer & Wartel (1988) notent également que le sédiment le plus grossier se trouve généralement juste en aval de la dune (cas observé dans la boîte 2, Figure II.24). Cette dernière observation peut s'expliquer i) par le fait que l'accumulation des seules particules grossières en sommet de dune engendre des avalanches car les particules fines ont été transportées sous la forme de pluies sableuses par les courants ; ii) par un lessivage des particules les plus fines au niveau du flanc raide. Dyer (1970) a montré qu'au passage de la crête de dune, il existe un phénomène de séparation et de rattachement du courant. Un vortex se crée en aval et un courant de retour peut s'établir au niveau du flanc raide de la dune. Si ce courant est suffisamment important, il peut être capable de lessiver partiellement les particules fines. La tendance à l'affinement du sédiment du pied vers la crête de dune, observée au niveau de la boîte 2, est rarement reportée dans la littérature. Harvey (1966) a néanmoins fait ce constat pour des dunes en Mer d'Irlande situées à des profondeurs d'environ 150 mètres.

Lorsque l'évolution des caractéristiques granulométriques est analysée à l'échelle du corps dunaire, des tendances opposées peuvent être observées en fonction des secteurs considérés. Ceci peut être dû à la présence de petites dunes surimposées aux plus grandes dunes. En effet, ces structures de petites dimensions peuvent perturber le « signal » granulométrique que l'on essaye de décrypter à l'échelle de la dune-hôte. Les effets de points observés localement, comme par exemple pour le tri sur la dune du secteur Nord – Est, peuvent s'expliquer par la présence de ces plus petites dunes. Néanmoins, du fait des petites dimensions de ces structures, l'échantillonnage mené depuis un bateau ne pourra jamais rendre compte de la variabilité à petite échelle liée à la présence de ces petites dunes.

III.2. Nature du sédiment

Nous avons également tenté de caractériser la nature du sédiment à l'échelle de la zone d'étude. Deux approches ont été adoptées dans ce but :

- la nature des particules a été déterminée grâce à une identification et un comptage visuel à la loupe binoculaire (Figure II.25). Pour un échantillon analysé, chaque refus de tamis a fait l'objet de ce comptage visuel. Le pourcentage de chaque type de constituants, pour une fraction granulométrique, correspond à une moyenne calculée sur la base de 4 ou 5 plages balayées et comptées au microscope.

- la teneur en carbonate de calcium (CaCO_3) a également été déterminée par calcimétrie Bernard sur les différentes fractions granulométriques de l'échantillon analysé. Le principe du calcimètre Bernard est relativement simple : par attaque à l'acide chlorhydrique, la calcite du sédiment

se dissout en entraînant la formation de CO_2 . Le volume de CO_2 dégagé dans un tube manométrique est mesuré, et une formule de correction (pression-température) permet de passer aisément de ce volume à un pourcentage de CaCO_3 .

Le comptage à la loupe binoculaire permet de caractériser la nature du sédiment de façon précise d'un point de vue qualitatif. Néanmoins, cette méthode nécessite un temps d'analyse relativement long. Elle a donc été utilisée pour déterminer la nature des sédiments pour uniquement deux échantillons présentant des granulométries bien distinctes et localisés aux extrémités ouest et est de la zone d'étude (échantillons S1 et CS64, localisation visible en Figure II.17). La calcimétrie étant plus rapide à mettre en œuvre, elle a été appliquée à 7 échantillons dont les caractéristiques granulométriques et géographiques sont différentes, mais seuls ceux observés à la loupe binoculaire seront analysés en détail. L'essentiel du travail en laboratoire présenté ici a été réalisé par B. Dieppois dans le cadre de son stage universitaire de recherche de Master 1 (Dieppois, 2008).

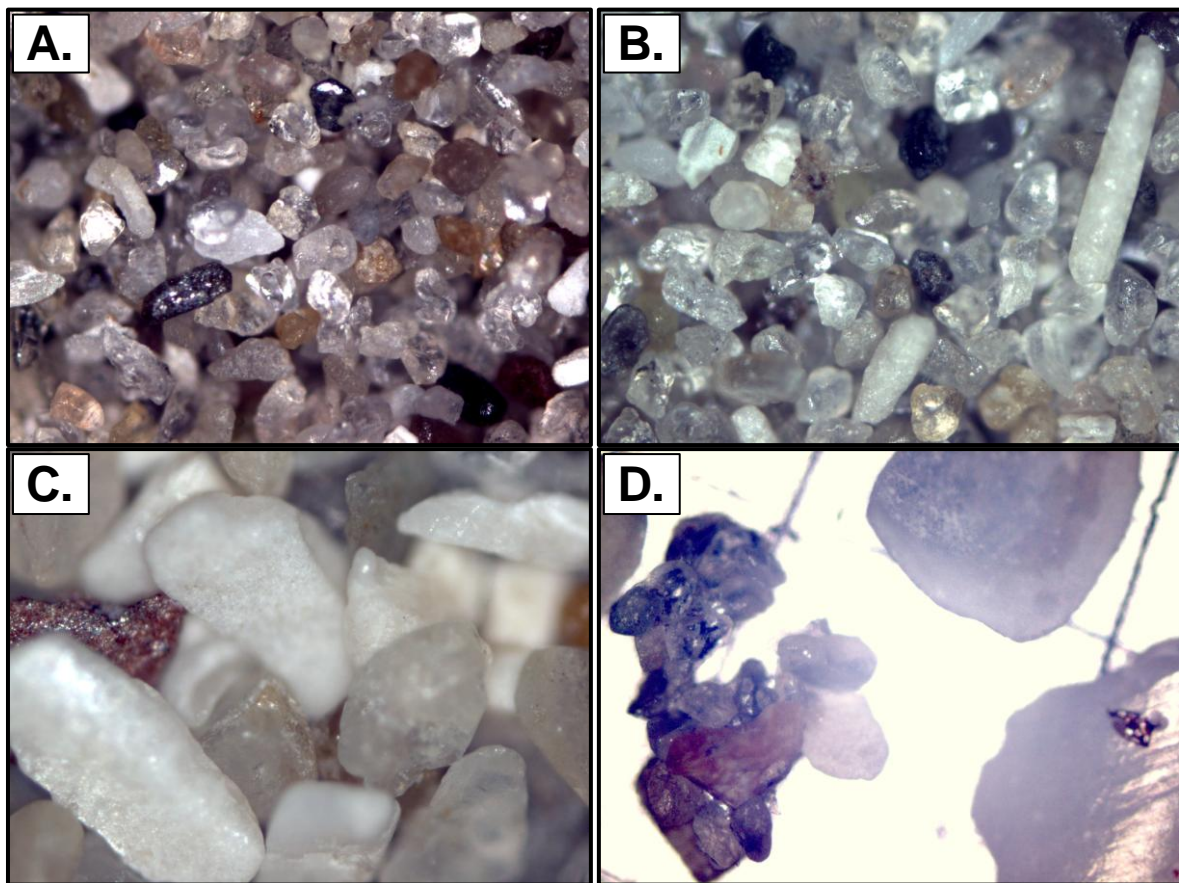


Figure II.25 : Exemples de fractions granulométriques observées à la loupe binoculaire (Echantillon S1).
A. particules de tailles comprises entre 80 et 100 μm (zoom x 5) ; B. particules comprises entre 100 et 125 μm (zoom x 5) ; C. particules comprises entre 250 et 315 μm (zoom x 2,5) ; D. Exemple d'agréats (zoom x 5).

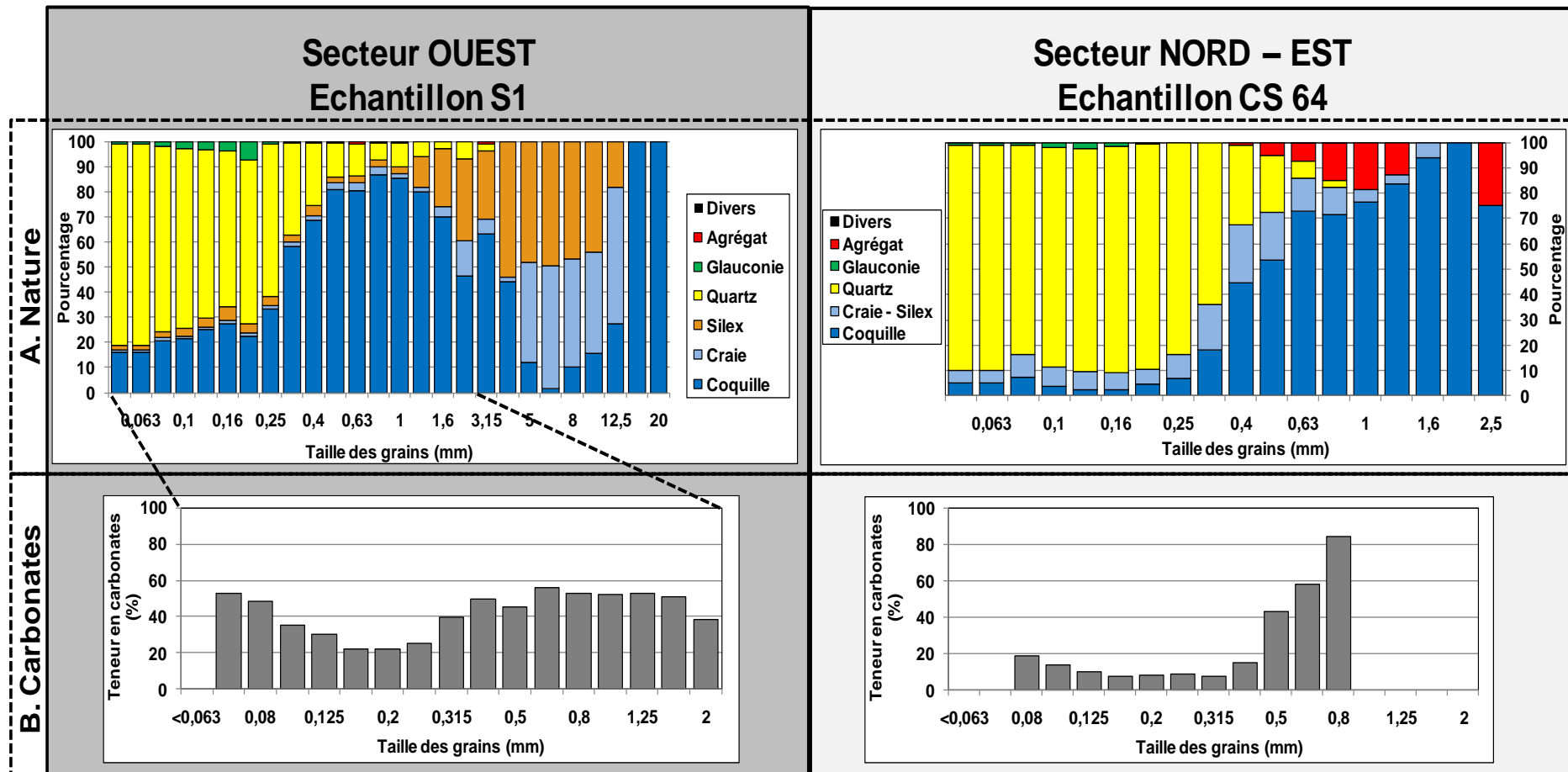


Figure II.26 : Nature des particules sédimentaires d'un sédiment grossier (S1) et d'un sédiment fin (CS64), situés respectivement dans les secteurs Ouest et Nord – Est (Localisation Figure II.17).

(A) Distribution des différents composants et (B) teneur en carbonate pour chaque fraction granulométrique.

Différentes populations de particules ont été mises en évidence (Figure II.25) : les lithoclastes, correspondant principalement à des fragments de craie et de silex ; les coquilles, entières ou fragmentées selon les classes granulométriques ; les grains de quartz ; les grains de glauconie ; les agrégats qui sont des amas de particules reliées vraisemblablement les unes aux autres par du mucus (Figure II.25-D) ; les phosphates, les oxydes et d'autres particules, qui n'ont pu être identifiées, ont été regroupées dans la catégorie « divers ». Ces populations sont présentes dans tous les prélèvements analysés, ce qui comprend le sédiment occidental grossier (S1) et le sédiment oriental plus fin (CS64, $D_{50}=0,21$ mm) (Figure II.26).

Tout d'abord, il est à noter que, à l'exception des fractions fines de l'échantillon CS 64, les pourcentages de particules calcaires (coquilles et craie) obtenus par comptage visuel à la binoculaire et ceux obtenus par calcimétrie sont relativement similaires (Figure II.26). Pour une fraction granulométrique donnée, les teneurs en particules carbonatées peuvent varier légèrement d'une méthode à l'autre (variations souvent inférieures à 10 %, mais ponctuellement dépassent les 20 %), mais les tendances observées sur l'échantillon dans son entier sont les mêmes.

Du fait des caractéristiques différentes des deux échantillons, seul l'échantillon S1 présente des particules dont la taille excède 2 mm. Dans cet échantillon, les lithoclastes dominent dans les fractions de tailles supérieures à 4 mm. Les fragments de craie ont tendance à être dominants dans les grandes tailles de lithoclastes (supérieur à 5 mm). Il est important de noter que les fractions de tailles supérieures à 16 mm sont ici exclusivement constituées de coquilles, mais il semble difficile de considérer cela comme représentatif car nous n'observons pour ces classes qu'une, voire deux coquilles.

Pour les fractions inférieures à 2 mm, il est possible de comparer les deux échantillons. Nous remarquons que malgré l'hétérogénéité granulométrique et géographique des prélèvements analysés, la composition des grains est relativement constante pour une fraction granulométrique donnée :

- Les particules de tailles comprises entre 0,315 mm – 0,5 mm (respectivement pour les échantillons Ouest et Nord – Est) et 2 mm sont essentiellement composées de fragments de coquilles. La teneur en carbonates varie généralement entre 40 et 80 %.
- Les grains de quartz deviennent majoritaires dans les fractions inférieures à 0,4 mm (Figure II.25-A, -B et -C). La teneur en carbonates est plus faible, de l'ordre de 10 à 40 %.
- Les phosphates, les oxydes et la glauconie ne sont présents que dans les petites classes granulométriques et ils ne représentent jamais plus de quelques pourcents de la composition sédimentaire totale.

Les mesures de la teneur en carbonates sur les fractions des 5 autres échantillons analysés donnent des résultats similaires à ce que nous avons décrit précédemment. Nous confirmons ainsi la relative homogénéité de la nature en fonction des classes granulométriques, et cela indépendamment de la granulométrie des prélèvements et de leur localisation. Dans le cadre d'une étude visant à

caractériser la morphodynamique des fonds marins d'une zone d'extraction de granulats au large de Dieppe (quelques kilomètres au Sud de la zone d'étude), E. His (2005) a reporté des résultats similaires en termes de nature des particules et de proportions.

Le fait que la nature des particules sédimentaires reste constante sur l'ensemble de la zone d'étude semble indiquer que la couverture sédimentaire s'y est constituée à partir d'un stock sédimentaire commun.

III.3. Faciès morpho-sédimentaires

Dans le but de définir les grands ensembles sédimentaires caractérisant la zone d'étude, nous avons analysé les données de sonar à balayage latéral. Une calibration des faciès acoustiques sonar sera réalisée ici à partir des données granulométriques présentées précédemment.

III.3.1. Les faciès observés au sonar à balayage latéral

Dans un premier temps, nous avons analysé l'imagerie acoustique acquise grâce au sonar à balayage latéral lors des campagnes ALBATR06, MOSAG07 et ALBATR07 (*cf.* Chapitre I, Tableau I-3). La technologie du sonar à balayage latéral permet de fournir une image acoustique des fonds marins (en images en teintes de gris) et de discriminer ses différences de texture, selon différentes échelles spatiales (Le Bot *et al.*, 2010). Les différentes mosaïques d'images sonar obtenues grâce à ces missions montrent des types de faciès acoustiques identiques, même si leur localisation spatiale peut fluctuer d'une campagne de mesures à l'autre. Ainsi, pour faciliter la lecture, seuls les faciès acoustiques relatifs à la campagne MOSAG07, ainsi que leur calibration sédimentaire, seront présentés ici.

III.3.1.1 Définition des faciès acoustiques sonar

Les mosaïques sonar produites à partir des mesures effectuées lors de nos campagnes océanographiques ont été interprétées visuellement en terme de caractéristiques acoustiques. Pour cela, deux descripteurs ont été utilisés : i) la texture du fond qui définit le caractère homogène de l'image acoustique sonar, et ii) la réflectivité définie par l'intensité du signal acoustique rétrodiffusé (une réflectivité faible correspond à une image acoustique en teintes de gris clair, et à l'inverse, une forte intensité acoustique correspond à des teintes sombres). A partir des variations de ces deux descripteurs, nous avons pu distinguer 7 principaux types de faciès acoustiques. Des faciès acoustiques peuvent présenter une réflectivité très faible, faible, moyenne ou forte qui peut s'associer à une texture homogène, rugueuse, très rugueuse ou ridée. Les principaux faciès acoustiques sont présentés sur la Figure II.27.

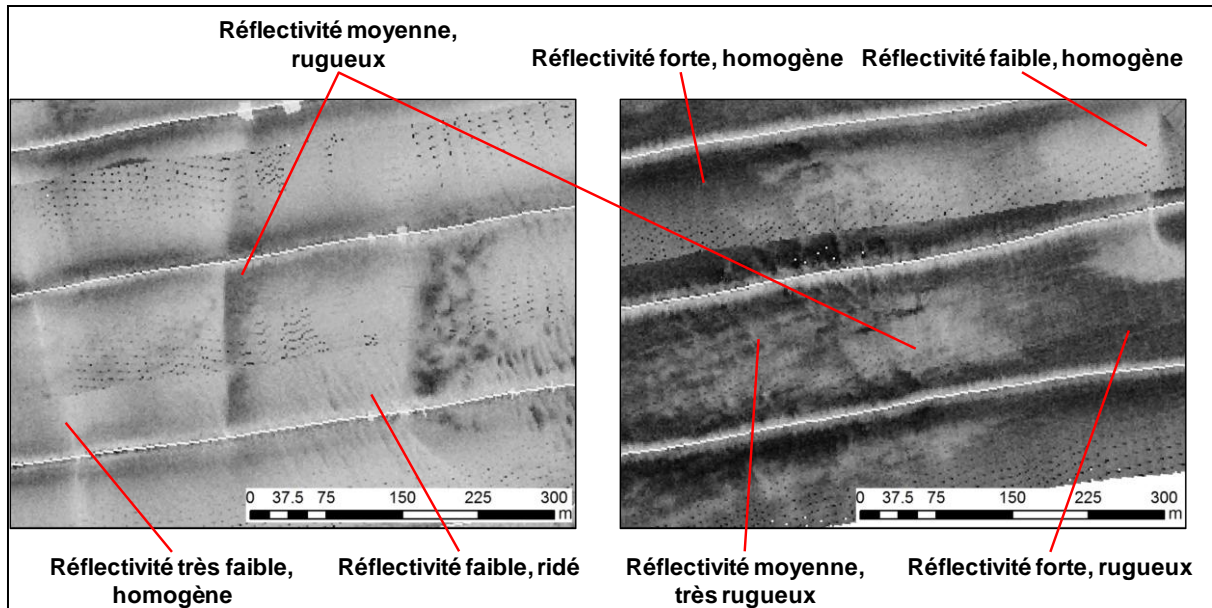


Figure II.27 : Les 7 principaux faciès acoustiques observés sur la zone d'étude.

Dans le but de simplifier l'interprétation des mosaïques sonar, les faciès acoustiques qualifiés de très rugueux peuvent être associés à des structures variables. Ils peuvent être caractérisés par : un aspect strié (succession de bandes claires et foncées, espacées de quelques mètres et généralement orientées E – NE : O – SO ; exemple en Figure II.27), un aspect nuageux ayant un relief très marqué, ou un aspect granuleux fort. Les faciès ridés présentent également des stries, mais à la différence de celles observées parfois dans le faciès très rugueux, elles sont généralement orientées N – NO / S – SE. L'espacement entre ces différentes stries varie, en fonction du secteur considéré, de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres.

Une fois les faciès acoustiques définis, il est alors possible d'interpréter la mosaïque sonar en fonction de ces différents faciès (Figure II.28).

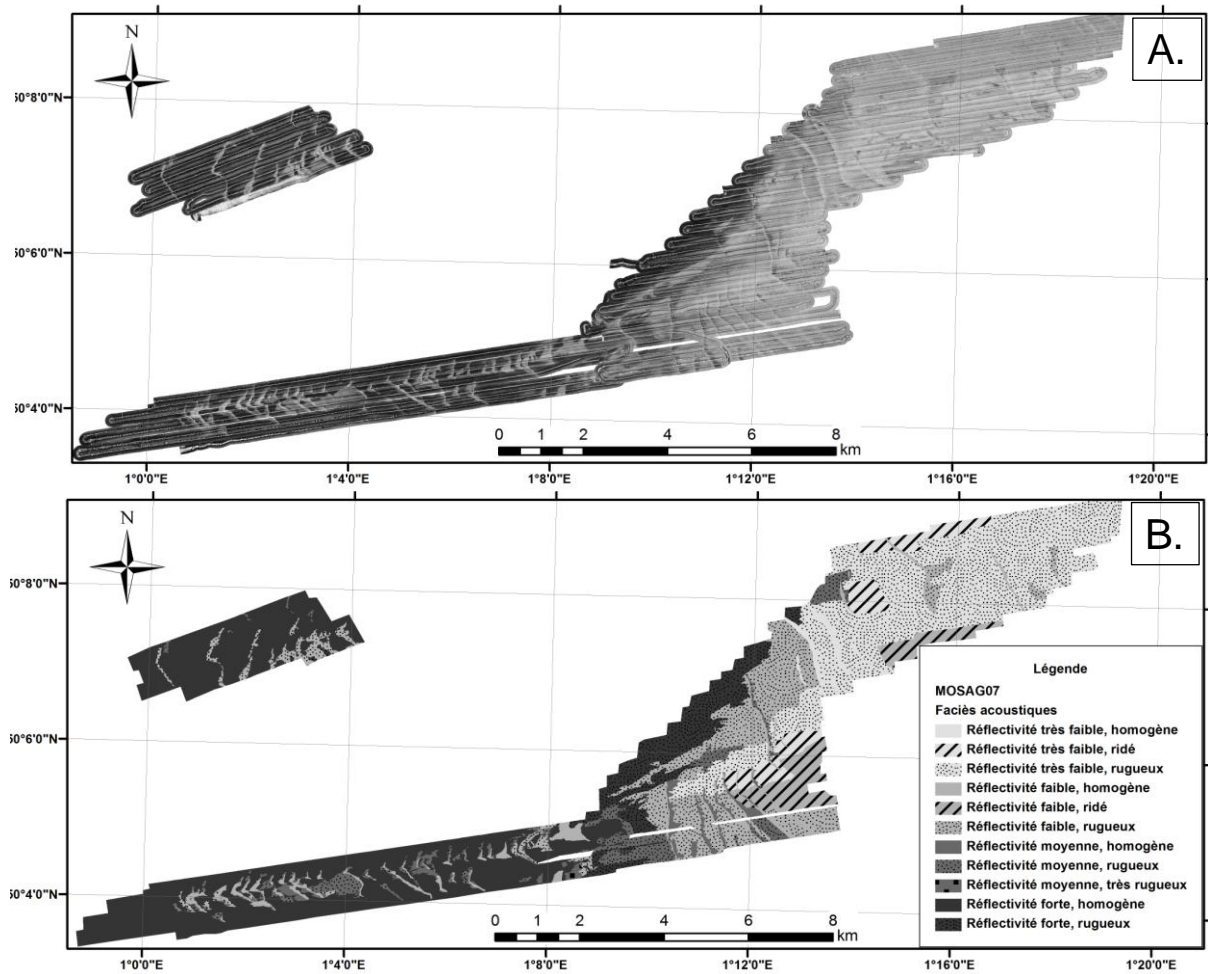


Figure II.28 : Mosaïque sonar, non interprétée, acquise lors de MOSAG07 (A) et interprétation en termes de faciès acoustiques (B).

III.3.1.2 Caractérisation des faciès sédimentaires

En confrontant les mosaïques acoustiques et les données granulométriques, plusieurs types de faciès sédimentaires ont pu être mis en évidence. Lors de ces analyses, nous avons remarqué que la rétrodiffusion des images sonar est sensible aux variations des caractéristiques granulométriques alors que l'évolution de la texture ne montre pas réellement de tendance nette d'un point de vue sédimentaire. Ainsi, pour distinguer et définir les faciès sédimentaires présents sur la zone d'étude, nous nous sommes principalement basés sur l'évolution de la réflectivité. Pour chaque type de réflectivité, nous avons réalisé une synthèse des paramètres granulométriques des échantillons localisés sur ces faciès. La classification de Folk (1954) a été choisie pour décrire les différents faciès sédimentaires observés. Dans le but de mieux décrire les caractéristiques sédimentaires des faciès, nous avons également représenté les courbes granulométriques de quelques échantillons caractéristiques du faciès (Figure II.29).

Le faciès des sables

Il correspond au faciès acoustique ayant une très faible réflectivité (Figure II.29-A). La texture concernant ces faciès peut être homogène, rugueuse ou ridée (Figure II.28). Ce faciès se situe principalement au Nord – Est de la zone d'étude (secteurs Centre et Nord – Est).

A partir de l'analyse de 14 échantillons présents sur ce faciès, nous notons que le D50 moyen de ce faciès est de 0,327 mm et que le sédiment correspond à un mélange de sables moyens à grossiers et de sables fins (78% et 19% respectivement) auquel s'ajoute une proportion infime de graviers (3%). Les courbes granulométriques sont unimodales et centrées sur des sables dont les diamètres des grains varient entre 0,16 et 0,25 mm (Figure II.29-A). Le sédiment est homogène dans ces secteurs. Ainsi, ce faciès est défini comme faciès de sable selon la classification de Folk.

Le faciès des sables légèrement graveleux

Les échantillons présents dans ce faciès dont la réflectivité est faible sont principalement constitués de sables moyens à grossiers (89% en moyenne), ce qui les classe comme étant des sables avec une minorité de graviers (11% en moyenne) selon Folk (1954) (Figure II.29-B). La texture de ce faciès montre encore une importante variabilité : elle peut être homogène, rugueuse ou ridée.

Le D50 moyen de ce faciès, de 0,852 mm, n'est pas représentatif car les sédiments sont hétérométriques. La majorité des courbes granulométriques présentées en Figure II.29-B montrent un mode correspondant aux sables dont le diamètre varie de 0,25 à 0,315 mm associé à des modes plus ou moins marqués de sédiments plus grossiers. Ce faciès sédimentaire est présent principalement au niveau de la partie orientale de la zone d'étude, sur le banc tidal (secteur Centre).

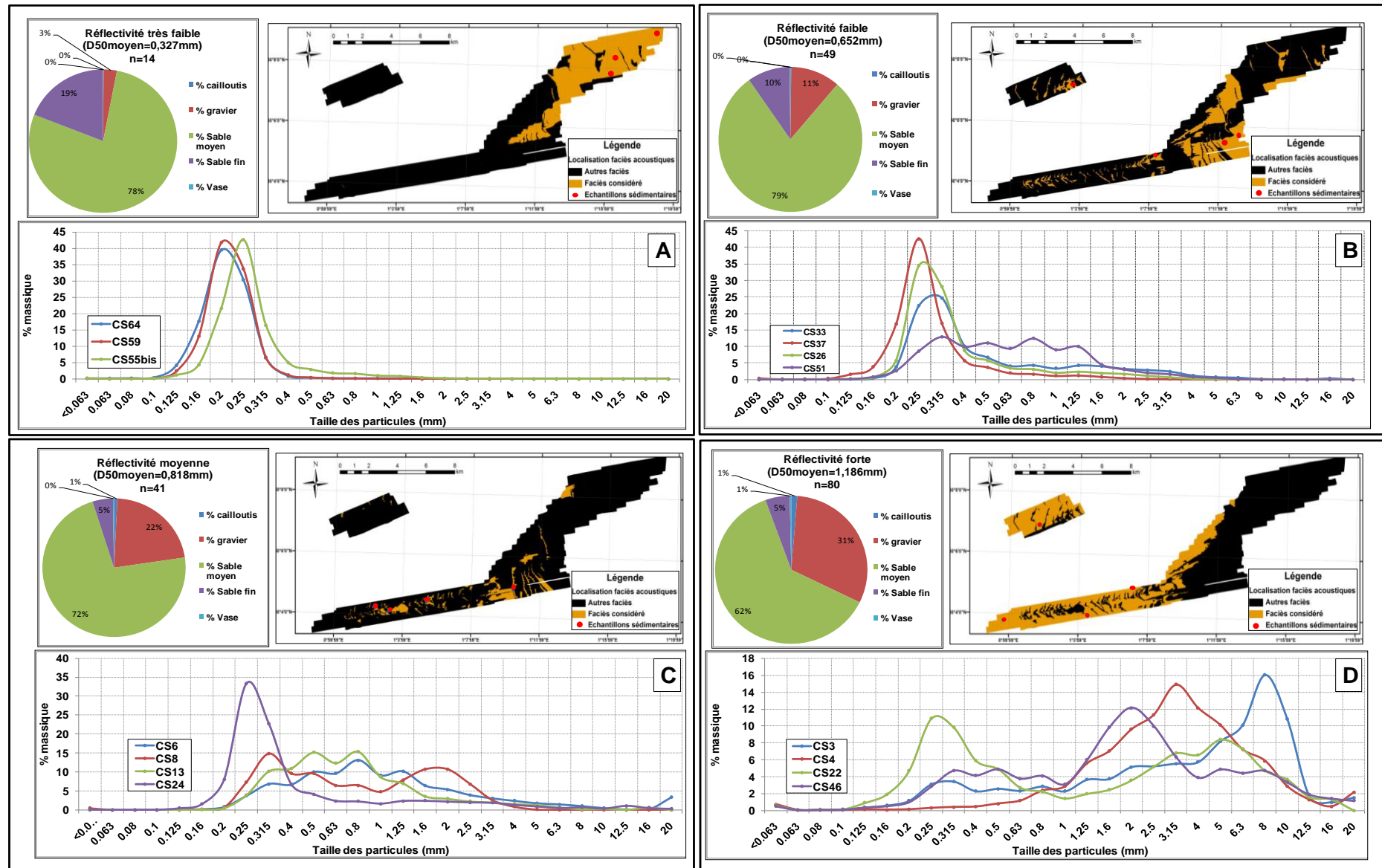


Figure II.29 : Calibration des faciès acoustiques grâce aux données sédimentaires.

Le faciès de sables graveleux

Il correspond au faciès acoustique montrant une réflectivité moyenne. La texture de ce faciès ne montre jamais de ride : elle est soit homogène, soit rugueuse. Comme pour le faciès décrit précédemment, les échantillons sont composés d'un mélange de graviers et de sables, mais avec ici une proportion de graviers plus importante (22% en moyenne, pour une proportion moyenne de sable de 75%) (Figure II.29-C). Selon la classification de Folk (1954), tous ces prélèvements sont définis comme étant des sables graveleux. Si cette classification ne différencie pas ces échantillons, nous pouvons néanmoins remarquer que les courbes granulométriques montrent une multitude de distributions. En effet, les courbes présentent de nombreux modes dont les principaux vont des sables grossiers aux sables moyens. Les échantillons CS8, CS6, CS13 et CS24 choisis pour représenter ce faciès sont respectivement situés de l'Ouest vers l'Est de la zone considérée. Nous pouvons d'ores et déjà noter le fait que plus nous allons vers l'Est, plus le sédiment est sableux. Ceci est particulièrement remarquable lorsque nous nous intéressons à la répartition de ce faciès sédimentaire. A l'exception des corps dunaires à l'Ouest du gradient, les sables graveleux sont situés à l'Est du secteur. Le D50 moyen mesuré pour ce faciès sur la base de 41 échantillons est de 0,818 mm. Il n'est pas réellement représentatif et significatif du fait de cette hétérogénéité sédimentaire au sein de ce faciès.

Le faciès de graviers sableux

Il correspond aux faciès acoustiques fortement réflectifs homogènes ou rugueux. Ce faciès sédimentaire occupe la quasi-totalité de la partie Ouest du secteur reconnu (Figure II.29-D). Ce faciès présente la particularité de ne caractériser aucune dune. Il correspond plutôt aux sédiments interdunex.

Nous pouvons voir que les échantillons le constituant sont composés d'un mélange de graviers et de sables caractérisé par une proportion importante des graviers (31% de graviers pour 67% de sables en moyenne). Ainsi, ils correspondent tous, à l'exception d'un échantillon qui est défini comme graviers, à la classe graviers sableux de la classification de Folk (1954). Lorsque nous regardons en détail les courbes granulométriques, nous remarquons que les courbes montrent des tendances bimodales, voire pluri-modales, avec un mode dans les sables fins et/ou moyens et un ou plusieurs modes dans les graviers. Là encore, le D50 moyen de 1,186 mm n'est pas réellement représentatif étant donnée l'hétérogénéité observée au sein de ce faciès.

III.3.2. Les faciès observés avec les systèmes de classification automatique des fonds

La réponse acoustique des fonds a également été analysée à partir des données RoxAnn acquises en 1993. Ces données ont été fournies par le SHOM et sont déjà pré-traitées par le logiciel Traitrox 2. Ce logiciel avait pour but d'épurer les données en enlevant les valeurs aberrantes (lorsque la vitesse du bateau est trop importante, la profondeur trop faible, l'écart-fond entre deux sondes voisines trop important, *etc.*). Les résultats sont présentés en Figure II.30.

Les valeurs de E1 (rugosité) et E2 (dureté) ne sont pas caractérisées par une grande variabilité sur la zone d'étude. Les valeurs de E1 varient entre 0,07 et 0,4 et présentent un mode principal centré sur 0,15. Les valeurs extrêmes de E2 sont 0,1 et 0,75 et leur mode principal est de 0,26. Normalement, à partir des données RoxAnn, il est également possible d'appréhender les grands ensembles sédimentaires qui tapissent le fond marin. Nous avons tenté de croiser les données RoxAnn avec les données sédimentaires acquises lors des campagnes récentes, mais il nous a été très difficile de définir de façon pertinente des limites minimum et maximum des principales boîtes RoxAnn. Ceci est dû à plusieurs raisons : (i) des classes acoustiques sont difficilement identifiables du fait de la faible variabilité des valeurs de E1 et E2 (Figure II.30); (ii) les prélèvements sédimentaires sont concentrés au niveau d'un secteur relativement restreint en comparaison avec la couverture RoxAnn. Nous n'avons donc peut-être pas l'ensemble des modes sédimentaires présents dans le secteur.

Néanmoins, nous notons que le système RoxAnn permet de dégager de grandes tendances et fait apparaître les grands types de faciès morpho – sédimentaires. Les fortes valeurs de rugosité et de dureté sont observées sur les zones de sédiments grossiers à cailloutis et graviers (E1 et E2 variant respectivement entre 0,25 et 0,4 et entre 0,35 et 0,55) et les plus faibles valeurs correspondent aux sédiments sableux (les valeurs de E1 et de E2 sont régulièrement comprises entre 0,1 et 0,15). Ainsi, les plus fortes valeurs sont observées dans les zones interbancs et les bancs sableux correspondent aux valeurs les plus faibles de E1 et E2.

Le système RoxAnn semble donc pertinent pour discriminer les faciès morpho-sédimentaires caractérisant la zone d'étude. Cependant, l'analyse des données doit être poursuivie et affinée.

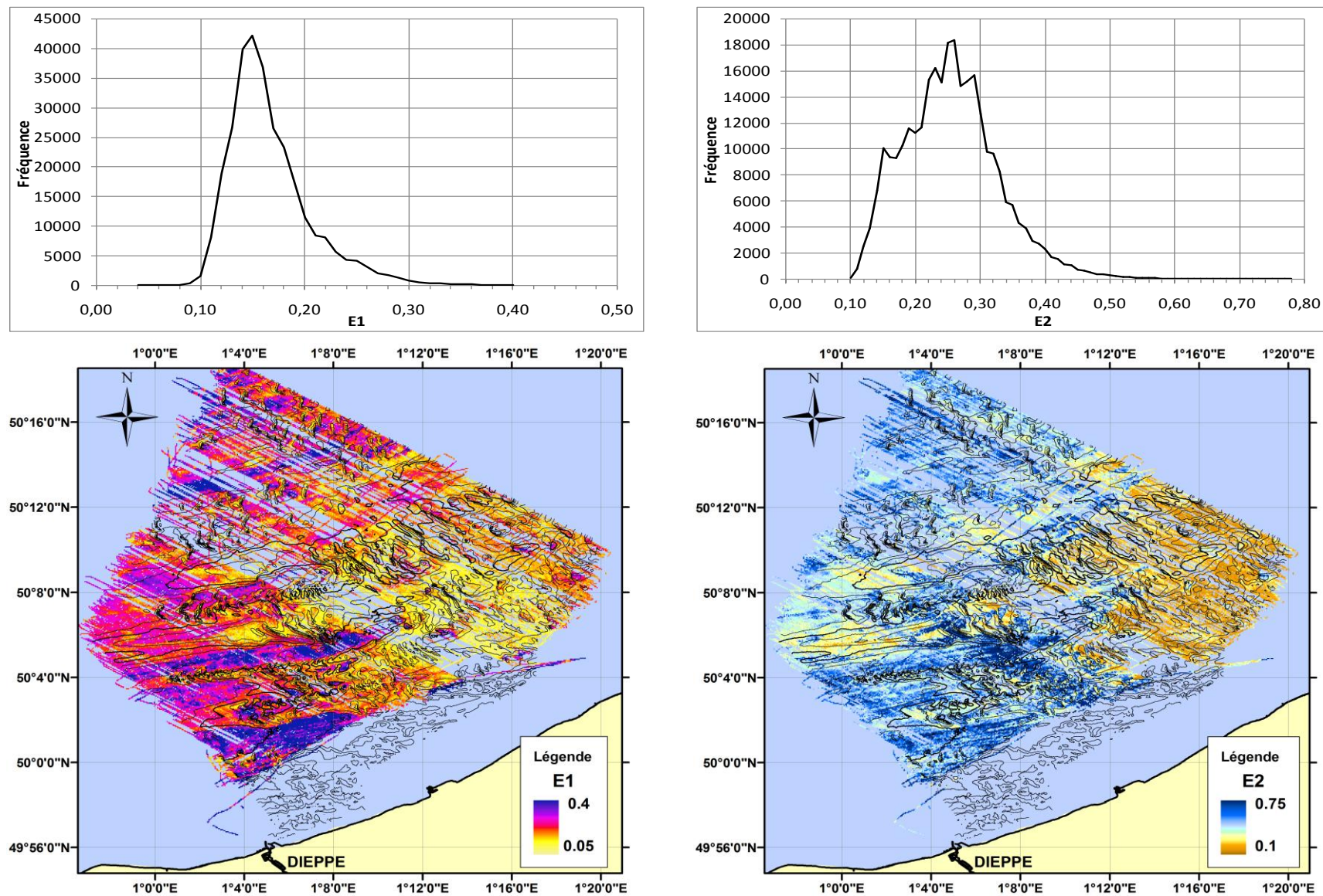


Figure II.30 : Histogrammes et répartitions spatiales des valeurs de E1 (rugosité) et E2 (dureté).
 Bathymétrie de 1993, isobathes tous les 2 m (en gras, isobathe -20 m). Système géodésique : WGS 84.

III.3.3. Répartition des faciès morpho-sédimentaires le long du gradient

La mise en commun des données géo-acoustiques et des données granulométriques nous ont permis de caractériser la couverture sédimentaire de la zone considérée d'un point de vue morphologique et sédimentaire. Ainsi, des cartes morpho-sédimentaires ont été réalisées pour chaque campagne pour laquelle de l'imagerie sonar a été acquise (ALBATR06, MOSAG07, ALBATR07). Ces cartes ont été compilées et le résultat est présenté en Figure II.31.

L'analyse de cette carte nous permet de vérifier ce que nous avons remarqué précédemment. A l'Ouest, le sédiment est grossier et semble correspondre à la semelle de sédiments qui n'est pas mobilisée par les courants alors que vers l'Est, le sédiment devient plus fin. En allant vers la partie orientale de la zone d'étude, nous montons sur l'extrémité du banc sableux, que ce soit au Sud ou au Nord, et nous pouvons voir une multitude de corps sédimentaires, de dimensions variées, se surimposer à ces bancs. Nous pouvons voir que des petites à moyennes dunes (ou mégarides, selon les classifications), avec des longueurs d'onde comprises entre 2 et 60 mètres selon les secteurs, se surimposent aux très grandes dunes. Ceci semble être indicateur d'une dynamique sédimentaire plus active à l'Est.

De la roche est également observée au Sud de la zone prospectée (sur un profil sonar isolé acquis en Février 2006, ALBATR06). De plus, il est important de noter que les faciès sédimentaires couvrant les fonds au niveau de la zone minée ont été exclusivement déduits de l'interprétation des profils sonar. En effet, l'échantillonnage étant interdit à l'intérieur de cette zone, nous n'avons pu calibrer l'imagerie acoustique avec des données sédimentaires réelles. Néanmoins, les faciès acoustiques de ce secteur étant similaires à des faciès observés à proximité, nous pouvons considérer cette interprétation comme relativement fiable.

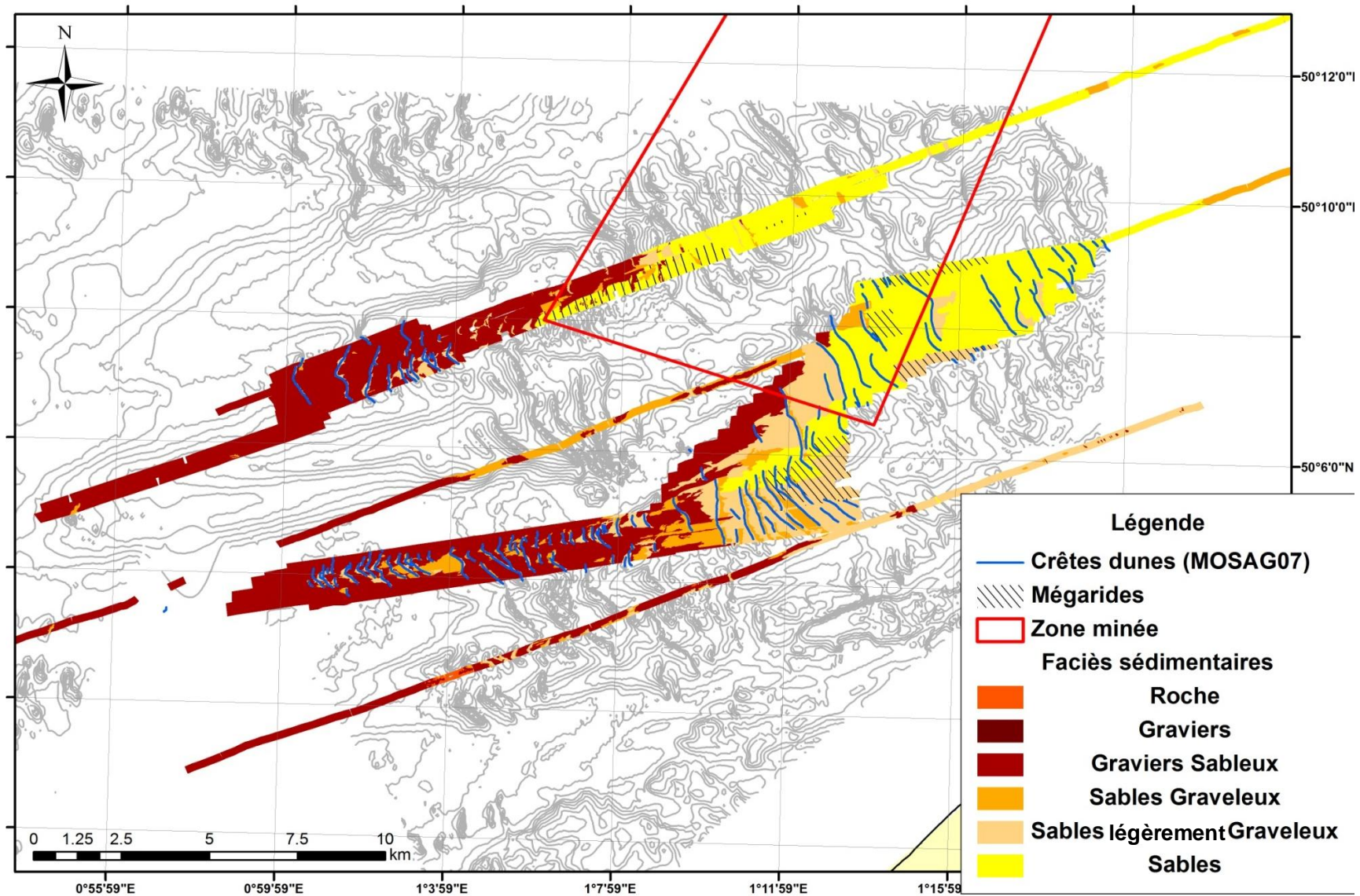


Figure II.31 : Carte morpho-sédimentaire de la zone d'étude issue des campagnes ALBATR06, MOSAG07 et ALBATR07.

Système géodésique : WGS84.

IV. Le Benthos

Bien que la dynamique sédimentaire et la structuration des dépôts soient généralement considérées comme n'étant gouvernées que par des processus purement physiques résultant de la réponse du fond sédimentaire aux forçages hydrodynamiques, d'autres forçages, biologiques par exemple, peuvent les influencer également. Il apparaît alors nécessaire d'étudier le(s) lien(s) entre le benthos et les fonds marins dans le but de savoir si celui-ci agit sur leur structuration et leur dynamique. Dans cette étude, nous avons caractérisé les communautés benthiques associées à ces dunes pour regarder ensuite si des liens semblent exister entre la morphologie, le sédiment et le benthos (sans chercher à en déterminer les causes, processus,...). Cette caractérisation vise *in fine* une caractérisation en termes d'habitats benthiques.

Dans cette sous-partie, nous allons caractériser le benthos à l'échelle du gradient morpho-sédimentaire, puis nous étudierons la distribution des communautés benthiques à l'échelle de la dune, de manière à analyser la variabilité des communautés à l'échelle du gradient et également à l'échelle de l'objet dunaire.

IV.1. Stratégie d'échantillonnage et méthodologie

Les prélèvements biosédimentaires ont été réalisés, lors de la campagne MOSAG08, à l'aide d'une mini-benne Hamon, en trois secteurs différents des points de vue morphologique et sédimentaire : i) la boîte A, dans le secteur Ouest de la zone d'étude, sur une barkhane sablo-graveleuse (dune 23, Figure II.32) ; ii) la boîte B, dans le secteur Centre - Est, sur une dune de sable légèrement graveleux surimposée au banc tidal (dune 60, Figure II.32); iii) la boîte D, dans le secteur Nord - Est, sur une dune rectiligne constituée de sables moyens à fins et également située sur le banc sableux (Figure II.32). Pour chacune des boîtes analysées, trois stations ont été échantillonnées (avec 3 réplicats par station) afin d'observer la variabilité des caractéristiques benthiques à l'échelle de la zone d'étude, mais également à l'échelle d'un corps dunaire. Ainsi, nous avons tenté de prélever au niveau du flanc doux, de la partie sommitale et du flanc raide de chaque dune. La Figure II.32 illustre la difficulté de l'échantillonnage en mer : l'état d'agitation de la mer n'a pas permis une localisation précise et les échantillons prévus initialement sur les flancs de la dune prospectée sont parfois sur les flancs de la dune aval ou amont.

Chaque prélèvement a été tamisé sous l'eau grâce à un tamis de 1mm à maille ronde. Le refus a ensuite été stocké dans une solution d'eau de mer formolée à 5%. Afin de faciliter le tri puis l'identification du benthos en laboratoire, de la phloxine a été ajoutée afin de colorer en rose vif les parties biologiques des prélèvements et ainsi les rendre plus repérables dans le sédiment.

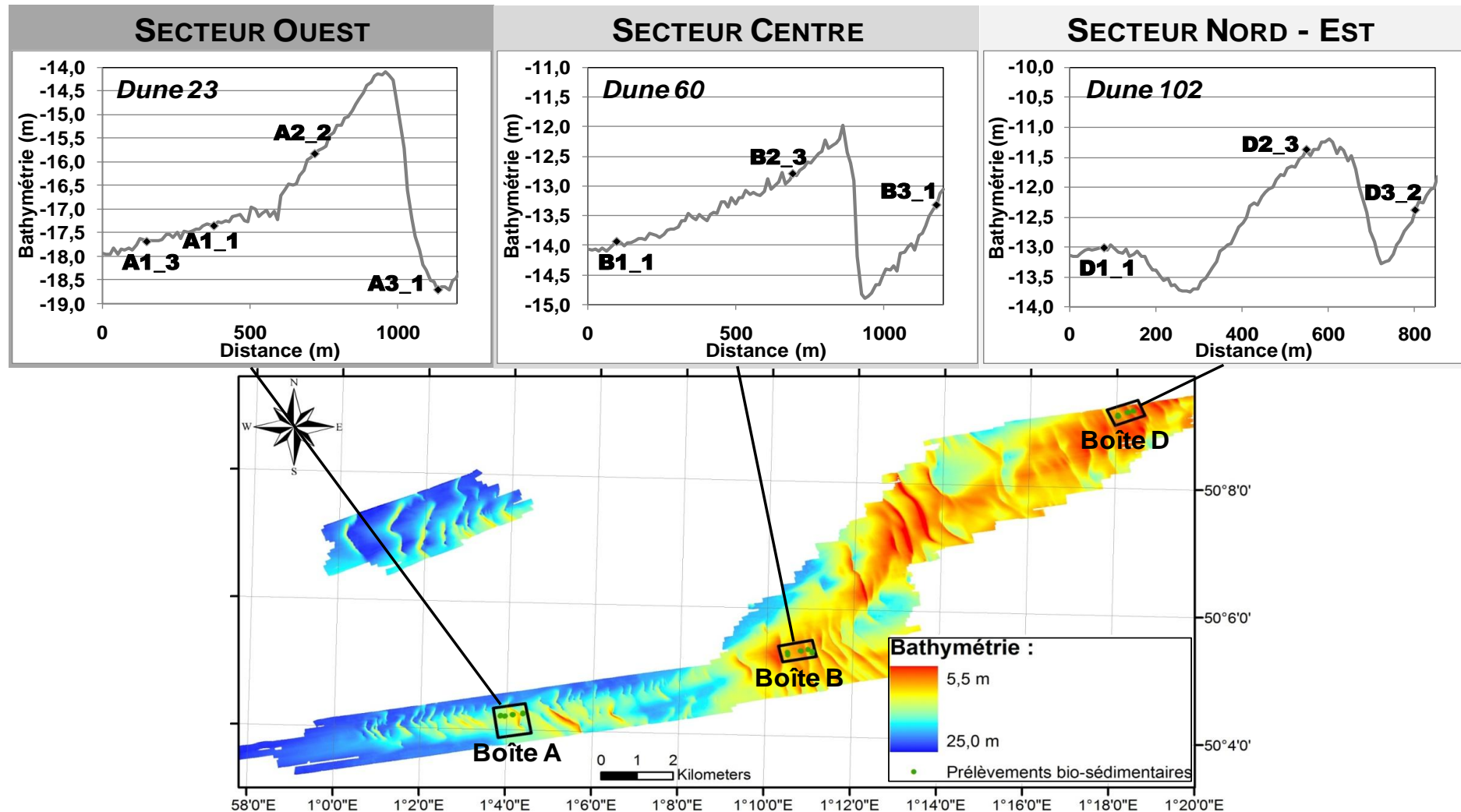


Figure II.32 : Localisation des prélèvements bio-sédimentaires dans les secteurs Ouest (Boîte A), Centre (Boîte B) et Nord – Est (Boîte D), et profils bathymétriques associés.

Les stations sont représentées par leur nom d'échantillon : **A**, **B**, **D** pour les secteurs Ouest, Centre et Nord-Est respectivement ; **A1**, **A2**, **A3** pour les positions prévues sur le flanc doux, la partie sommitale, le flanc raide de la dune respectivement ; **A1_1**, **A1_2** et **A1_3** correspondent aux replicats.

La détermination des espèces benthiques et la caractérisation des communautés ont été réalisées par Adeline Jeannot (2009) et Sophie Joimel (2010), dans le cadre de leur stage de recherche de Master 1, co-encadrées par le benthologue Michel Desprez (chercheur associé, UMR CNRS 6143). Les caractéristiques granulométriques de chaque station ont également été déterminées afin de définir les habitats benthiques.

Une fois l'identification des espèces benthiques et leur quantification réalisées, les prélèvements peuvent être caractérisés par des indices biotiques. La richesse spécifique (nombre d'espèces différentes dans un échantillon) et l'abondance (nombre d'individus, toutes espèces confondues, par unité de surface) ont été directement obtenues à partir de la détermination. Des calculs d'indices de diversité ont été effectués sur les données benthiques :

-L'indice de Shannon-Wiener (Shannon, 1948) :

$$H' = -\sum_{i=1}^S p_i (\log_2 p_i)$$

Avec : H' = indice de Shannon / Wiener de diversité ;

p_i = proportion d'une espèce i par rapport au nombre total d'espèces (S).

Cet indice varie toujours entre 0 et $\log_2(S)$ et nous renseigne sur la diversité spécifique

-L'indice d'Equitabilité

$$E = H' / H'_{\max} = H' / \ln S$$

L'Equitabilité est un indice d'hétérogénéité du peuplement compris entre 0 et 1. Plus cet indice est proche de 1, plus le peuplement a une composition spécifique homogène.

IV.2. Caractérisation du benthos à l'échelle de la zone d'étude

L'analyse de l'ensemble des prélèvements bio-sédimentaires a abouti à l'identification de 1420 individus, répartis en 95 espèces différentes. 78 de ces espèces sont retrouvées au sein du secteur Ouest, 51 au sein du secteur Centre - Est et seulement 25 au sein du secteur Nord - Est. Quelques espèces caractéristiques identifiées au sein de la zone d'étude sont présentées à titre d'exemple sur la Figure II.33.

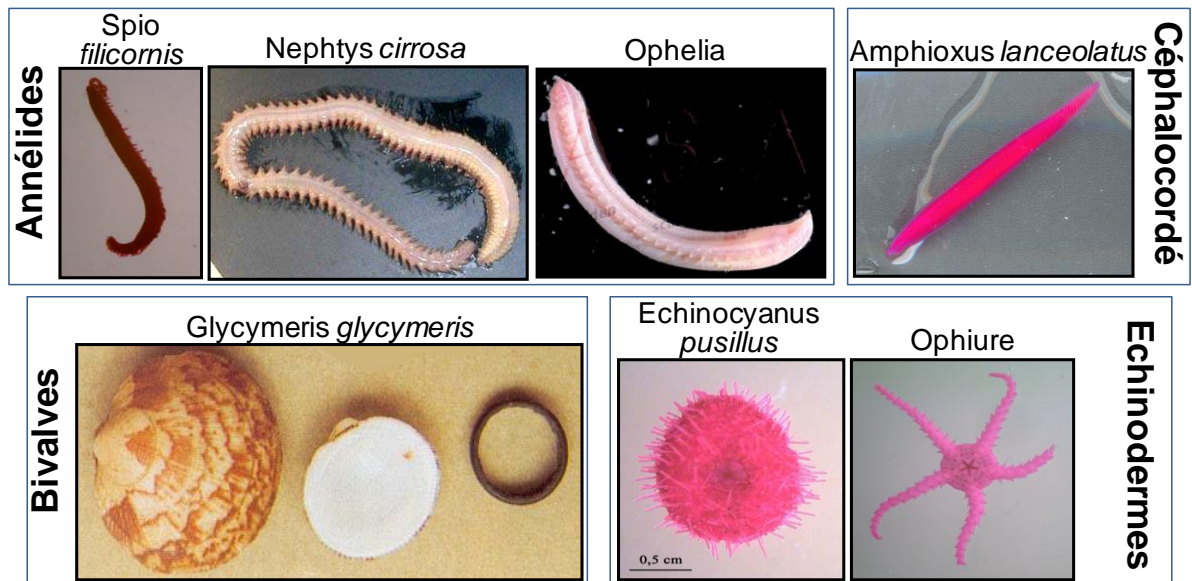


Figure II.33 : Exemples d'espèces benthiques identifiées sur la zone d'étude.

IV.2.1. Caractérisation par analyses de données multivariées (AFC)

Afin de mettre en évidence les différences de composition spécifique entre les dunes, une analyse factorielle de correspondances (AFC) a été menée sur les données d'abondances de toutes les stations échantillonnées et de chaque réplicat (Figure II.34). Cette analyse est une méthode de statistique descriptive permettant de représenter de façon simple et assimilable des informations statistiques en les schématisant. A la différence de l'ACP, l'AFC considère des variables qualitatives (ici, les espèces). Les espèces rares, c'est-à-dire présentes moins d'une fois dans un secteur n'ont pas été prises en compte lors de cette AFC.

Seuls ces trois premiers axes factoriels ont été conservés, car le diagramme de valeurs propres de l'AFC (Figure II.34) montre une forte structure des données et que les composantes F1, F2 et F3 expriment respectivement 23 %, 13 % et 11% de la variance totale alors que les autres composantes n'expriment que très peu de variance (inférieure à 10%).

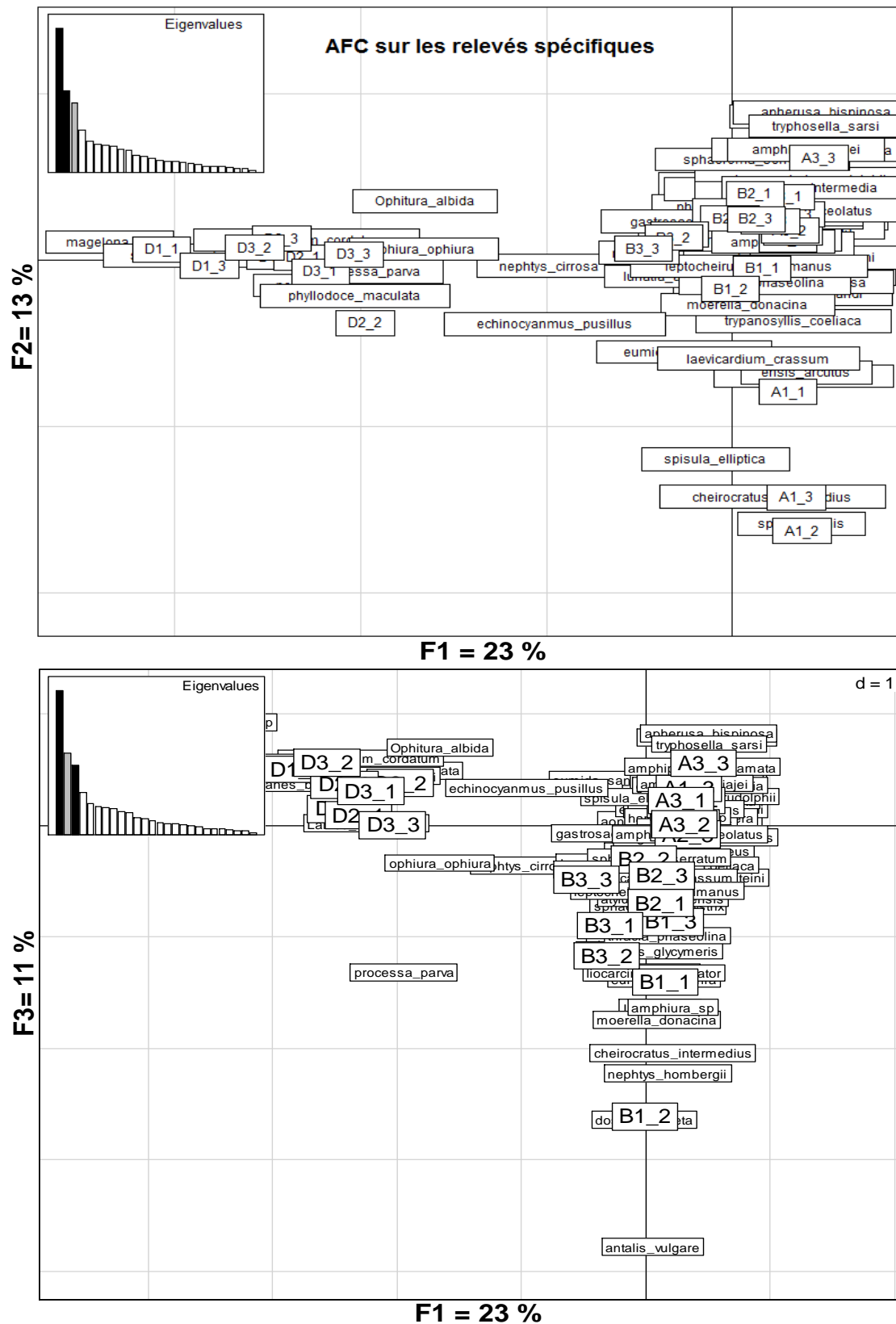


Figure II.34 : Résultats de l'AFC réalisée sur les données d'abondance du benthos : espaces des variables et des individus confondus.

Haut : Plan factoriel F1/F2 (36 % de variance exprimée). Bas : Plan factoriel F1/F3 (34% de variance exprimée). Coin de chaque figure : diagramme des valeurs propres.

L'axe F1 sépare le secteur Nord – Est (D) des secteurs Ouest (A) et Centre (B). Du côté négatif de l'axe, on retrouve principalement les échantillons effectués sur la dune 102 (D) alors que du côté positif ce sont plutôt ceux effectués sur les dunes 23 (A) et 60 (B). Les espèces sont en majorité représentées au niveau des dunes A et B alors que la dune D est plus homogène et concentre moins d'espèces. En résumé, cet axe semble représenter la diversité des habitats.

Plusieurs espèces, telles que *Nephtys cirrosa* et *Echinocyamus pusillus*, sont observables au barycentre des points du relevé macrobenthique et sont donc retrouvées sur les trois dunes analysées. D'autres espèces apparaissent plus spécifiques : *Spisula elliptica* et *Cheirocratus intermedius* sont présents seulement en pied de dune A et *Magelona sp.* seulement dans la boîte D. Ce plan factoriel permet aussi de mettre en valeur l'absence d'espèces caractéristiques pour la dune B. Sa composition spécifique tend principalement vers A mais certaines des espèces se trouvent aussi au barycentre entre la zone B et la zone D telles que *Lanice conchilega* et *Processa parva*.

La ségrégation entre les secteurs Ouest (A) et Centre (B) est plus marquée sur l'axe 3. Une prépondérance de bivalves est observable vers le secteur B, ce qui met en valeur la particularité de cette dune. Les bivalves mis en évidence sont *Dosinia exoleta*, *Moerella donacina*,... De plus, cet axe 3 met aussi en évidence d'autres espèces spécifiques de la dune A telles que *Tryphosella sarsi*, *Apherusa bispinosa* témoignant d'une plus grande diversité des amphipodes au sein de cette dune.

IV.2.2. Description des groupes faunistiques le long du gradient

Les résultats mettant en évidence l'évolution des abondances relatives par groupe faunistique le long du gradient sédimentaire sont présentés en Figure II.35 et sont décrits ci-après (les prélèvements bio-sédimentaires étudiés sont les échantillons amont, soit ceux prélevés sur les flancs doux des dunes considérées). Les caractéristiques granulométriques des échantillons analysés sont également illustrées par cette figure.

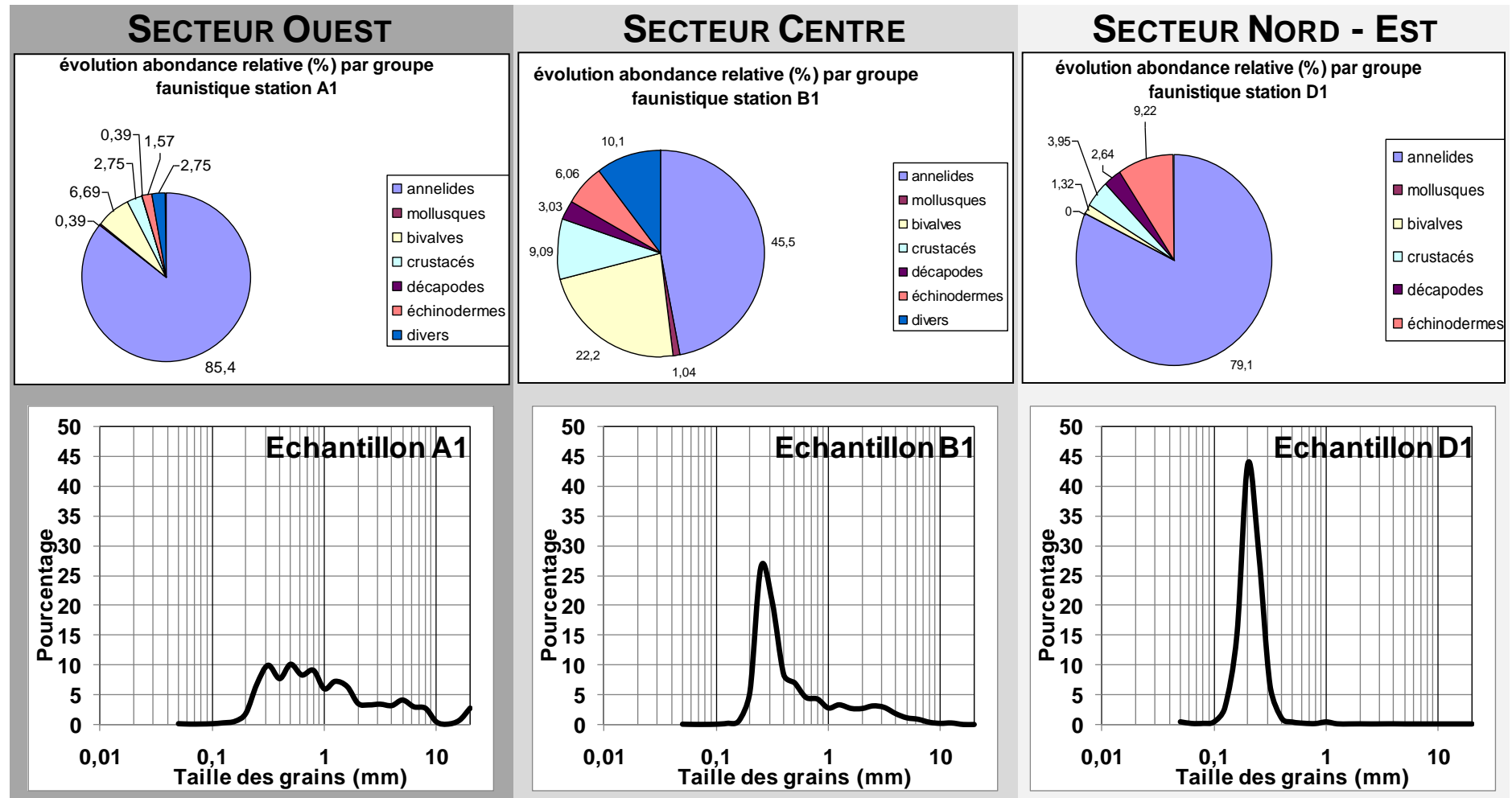


Figure IL35 : Evolution de l'abondance relative par groupe faunistique et de la granulométrie associée, le long du gradient Ouest - Est.

Dune 23 (Boîte A, secteur Ouest), Dune 60 (Boîte B, secteur Centre) et Dune 102 (Boîte D, secteur Nord-Est). Les prélèvements correspondent aux stations situées sur le flanc doux des dunes.

IV.2.2.1 Le secteur Ouest (boîte A)

Dans les prélèvements réalisés sur le flanc doux de la dune 23, nous observons une abondance de 840 individus au m² et une richesse spécifique de 43. Le sédiment est en majorité composé de sables moyens à grossiers (70,81%) et de graviers (23,76%). Nous retrouvons des espèces caractéristiques des sables graveleux, à savoir des Annélides (*Spio filicornis*, *Polygordius*, *Aonides paucibranchiata*, *Eusyllis bloemstrandii*, *Mystides elongata* et *Harmothoe lunulata*), des Bivalves (*Glycymeris glycymeris*, *Spisula elliptica*, *Moerella donacina*, *Laevicardium crassum*, *Gari tellinella*, *Ensis* sp et *Astarte triangularis*), des Echinodermes (*Echinocyamus pusillus*) et des Céphalocordés (*Amphioxus lanceolatus*).

Au sein de cette station, le nombre d'individus est plus important dans le groupe des Annélides (polychètes *Spio filicornis*, 417 ind./m²; *Polygordius*, 90 ind. / m² ; *Aonides paucibranchiata*, 30 ind./m²), puis dans celui des bivalves (*Glycymeris glycymeris*, 10 ind./m² ; *Moerella donacina*, 10 ind./m²; *Spisula elliptica*, 10 ind./m²). L'abondance relative de ces groupes étant de 85,4 % et 6,69 % respectivement.

IV.2.2.2 Le Secteur Centre (Boîte B)

Le flanc doux de la dune 60 montre une abondance de 330 individus par m² associée à une richesse spécifique de 36. Ici, le sédiment est majoritairement composé de sables moyens à grossiers (80,13%) puis de graviers (13,31%). Nous retrouvons approximativement les mêmes groupes faunistiques qu'au niveau de la boîte A, mais les espèces sont ici caractéristiques des sables moyens : les Annélides (*Lumbrineris* sp, *Glycera*, *Eone nordmanni*, *Mystides elongata*, *Nephtys hombergii*, *Leiochone clypeata*, *Mystides borealis*), les Bivalves (*Glycymeris glycymeris*, et *Moerella donacina*), les Scaphopodes (*Antalis vulgare*) et les Céphalocordés (*Amphioxus lanceolatus*).

Les annélides dominent nettement (45,5%) et ont le plus grand nombre d'espèces (plus de 15 espèces). Les plus importants sont les polychètes *Lumbrineris* sp (23 ind./m²) et *Glycera* (20 ind./m²). Ensuite ce sont également les bivalves qui sont présents à 22,2%. Les plus importants sont *Glycymeris glycymeris* (27 ind./m²), *Moerella donacina* (27 ind./m²). On notera ici l'augmentation de la proportion en bivalves qui est multipliée par 3 par rapport à ce qui est observé dans le secteur Ouest, mais avec une baisse du nombre d'espèces (de 20,93% à 11,11% du nombre total d'espèces). Ainsi, nous vérifions ce qui a été observé grâce à l'AFC sur les abondances du benthos. D'autres espèces peuvent également être présentes en proportion importante, telles que l'*Amphioxus lanceolatus* (20 ind./m²).

IV.2.2.3 Le Secteur Nord – Est (Boîte D)

Le flanc doux de la dune 102 est caractérisé par une abondance de 253 individus au m² et une richesse spécifique de 17. Le sédiment est en majorité du sable fin (62,33%) puis du sable moyen à grossier (37,26%). La vase est en proportion négligeable (< 1%). Nous avons ici la présence d'espèces typiques des sables fins parmi les groupes des Annélides (*Lanice conchilega*, *Nephtys cirrosa*, *Nerine*

cirratus, *Magelona* sp, et *Spiophanes bombyx*), des Bivalves (*Tellimya ferruginosa*), des Echinodermes (*Echinocardium cordatum*, *Ophiura* sp) et des Crustacés (*Bathyporeia guilliamsoniana* et *Diastylis rathkei*).

Pour ce prélèvement, ce sont les annélides qui prédominent à 79,1% avec le plus grand nombre d'espèces (52,94%). Les plus importants sont les polychètes *Spiophanes bombyx* (117 indiv/m²), *Lanice conchilega* (30 indiv/m²), et *Nephtys cirrosa* (27 (indiv/m²). Ensuite nous remarquons une forte augmentation des Echinodermes et du nombre d'espèces avec la dominance de l'oursin *Echinocardium cordatum* (17 indiv/m²). On peut également remarquer que la proportion en bivalve a fortement chuté (1,32%) ainsi que le nombre d'espèces (5,88%).

IV.2.2.4 Synthèse

Les groupes faunistiques les plus abondants peuplant les dunes analysées le long du gradient sont ceux des annélides polychètes, des échinodermes, puis des crustacés et des bivalves, par ordre décroissant. Le Tableau II-5 récapitule la richesse spécifique totale, l'abondance, les indices de Shannon et d'équitabilité pour chaque dune ainsi que les espèces les plus abondantes au sein de ces dunes. L'abondance et les indices correspondent aux moyennes de toutes les stations et leurs réplicats pour une dune.

Tableau II-5 : Synthèse des paramètres biotiques calculés dans les secteurs Ouest (Boîte A), Centre (Boîte B) et Nord - Est (Boîte D).

	Secteur Ouest Boîte A <i>(Dune 23)</i>	Secteur Centre Boîte B <i>(Dune 60)</i>	Secteur Nord - Est Boîte D <i>(Dune 102)</i>
Abondance (ind./m²)	1107	314	157
Richesse spécifique	78	51	25
Indice de Shannon	3.92	3.87	2.54
Equitabilité	0.79	0.94	0.88
Espèces dominantes	<i>Polygordius</i> sp., <i>Spio filicornis</i> , <i>Amphipholis squamata</i>	<i>Glycymeris glycymeris</i> , <i>Nephtys cirrosa</i>	<i>Spiophanes bombyx</i> , <i>Lanice conchilega</i>

Le long du gradient Ouest – Est, la richesse spécifique et l'abondance diminuent de façon importante. De plus, le cortège spécifique est différent entre les dunes. Cette tendance s'associe à une baisse de la diversité (diminution de l'indice de diversité de Shannon). L'indice d'équitabilité montre une meilleure homogénéité entre les différents groupes taxonomiques sur la dune B (0,94) que sur les dunes A et D (0,8 et 0,88).

IV.3. Caractérisation du benthos à l'échelle de la dune

IV.3.1. Tendances générales

Nous avons également analysé l'évolution du benthos à l'échelle de la dune. Dans ce but, nous avons tenté de réaliser des prélèvements sur les flancs raides et doux des dunes des secteurs Ouest, Centre et Nord - Est, ainsi qu'au niveau de leur sommet. Etant donné l'état de la mer lors de l'échantillonnage des dunes des secteurs Centre et Centre-Est, les prélèvements censés être réalisés sur les flancs doux et raides sont plutôt situés sur des espaces inter-dunes, voire des dunes, en amont et en aval de la dune étudiée (Figure II.32).

Chaque dune a été traitée séparément afin d'observer la variabilité intra-dunes des espèces. Les indices biologiques ont été calculés pour chaque station et sont synthétisés dans le Tableau II-6.

Tableau II-6: Synthèse des indices biologiques pour les dunes des secteurs Ouest (Boîte A, dune 23), Centre (Boîte B, dune 60) et Nord-Est (Boîte D, dune 102).

Ces indices correspondent à la moyenne de tous les réplicats pour une station.

	Secteur Ouest			Secteur Centre			Secteur Centre - Est		
	Flanc doux A1	Sommet A2	Flanc raide A3	Flanc doux B1	Sommet B2	Flanc aval B3	Flanc amont D1	Sommet D2	Flanc aval D3
Abondance (ind./m²)	826.7	920.0	1573.3	320.0	290.0	333.3	253.3	93.3	123.3
Richesse spécifique	21.3	33.7	38.3	19.0	14.3	19.3	9.0	6.3	7.3
Indice de Shannon	2.89	4.51	4.36	4.06	3.49	4.07	2.44	2.49	2.68
Equitabilité	0.65	0.89	0.83	0.96	0.92	0.95	0.77	0.94	0.93

Les évolutions de l'abondance, de la richesse spécifique et de l'indice de Shannon mettent en évidence une baisse de la diversité spécifique et de l'abondance des pieds de dunes vers la crête pour les dunes des secteurs orientaux (Boîtes B et D). La tendance inverse est observée dans le secteur Ouest (Boîte A). L'indice d'équitabilité montre une meilleure homogénéité des groupes au niveau des sommets pour les dunes 23 (A) et 102 (D) et une baisse de cette indice pour la dune 60 (B).

IV.3.2. Caractérisation par analyses de données multivariées (AFC)

Dans le but de mieux caractériser la variabilité intra-dune des espèces, des AFC ont été menées sur les données d'abondance pour chaque dune. La Figure II.36 présente les résultats de cette analyse relatifs à la dune 23 (secteur Ouest, Boîte A). Seuls les deux premiers axes factoriels ont été conservés car ils expriment une part importante de la variance totale : 41 % pour F1 et 19 % pour F2.

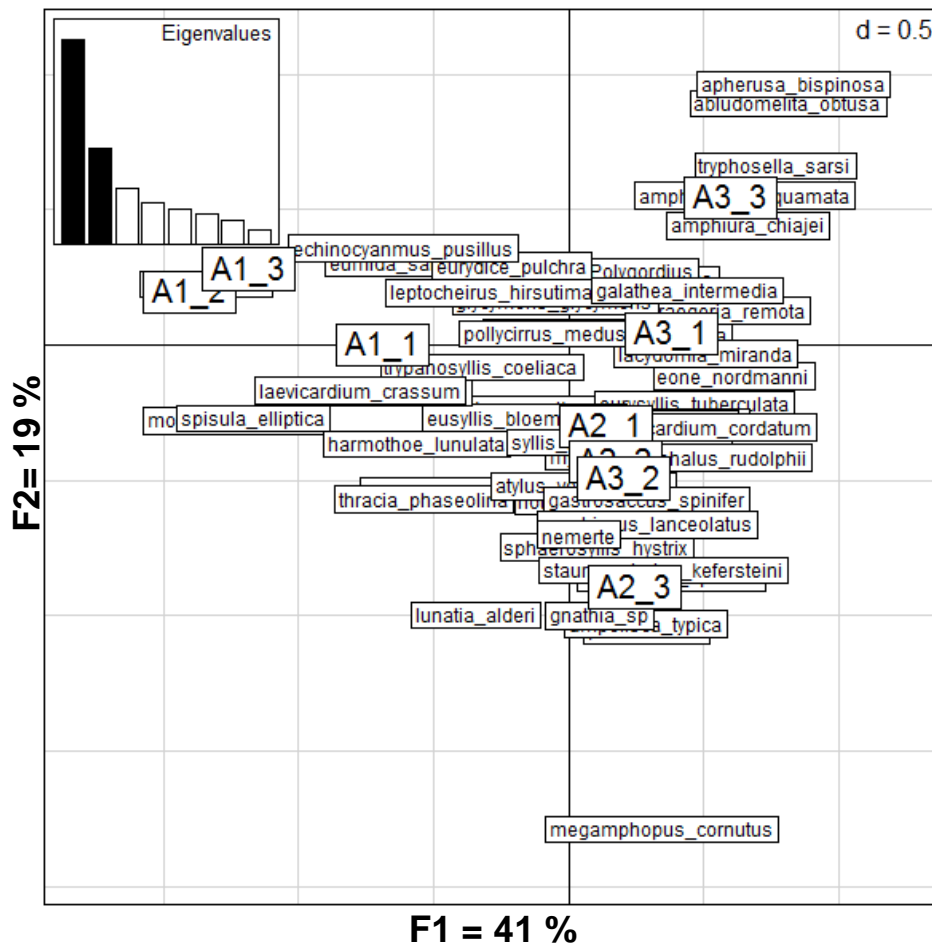


Figure II.36 : Résultats de l'AFC effectuée sur les données d'abondance de la dune 23 (Secteur Ouest, Boîte A).

Cette AFC permet de bien discriminer les différentes stations : i) l'axe F1 distingue la station sur le flanc doux (A1, partie négative de l'axe) des stations situées en sommet de dune et sur le flanc raide (respectivement A2 et A3, partie positive de l'axe) ; ii) l'axe F2 permet de distinguer les stations A2 et A3. Les espèces plus représentatives du flanc doux de dune (A1) semblent être *Laevicardium crassum*, *Spisula elliptica*, *Moerella donacina*, qui sont des bivalves. Ces espèces se retrouvent au sommet et en flanc raide de dune mais c'est en pied de flanc doux que les abondances sont les plus fortes. Les espèces présentes surtout au sommet et en flanc raide de dune sont des crustacés : *Gnathia sp.*, *Apherusa bispinosa* et *Galathea intermedia*.

Des AFC ont également été réalisées pour les dunes 60 et 102, des secteurs Centre (Figure II.37-A) et Nord-Est (Figure II.37-B) respectivement.

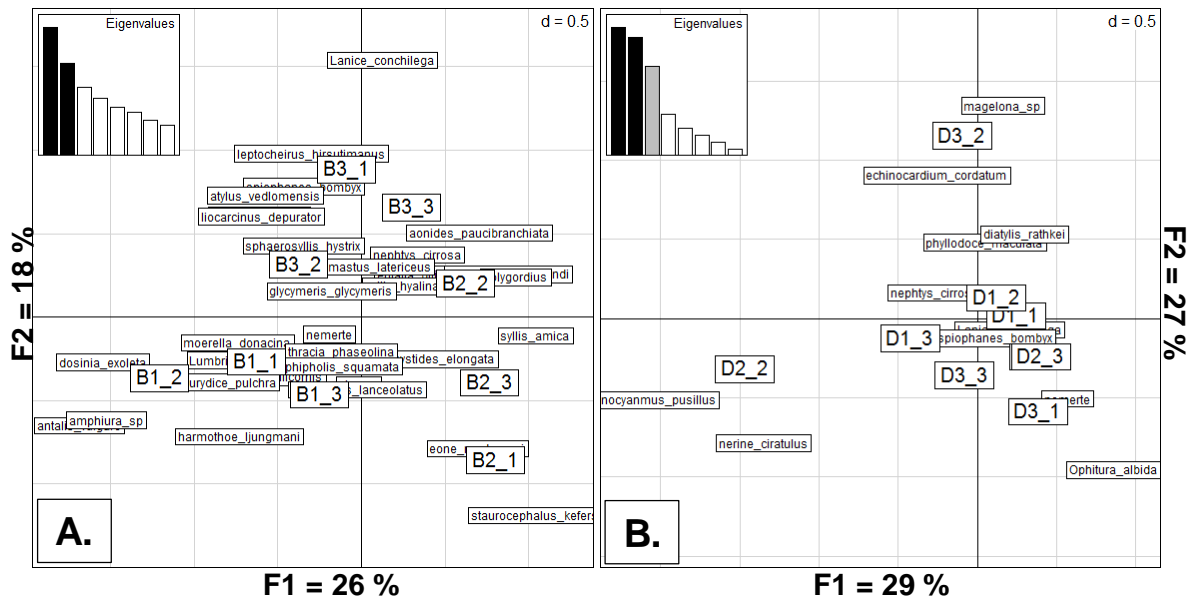


Figure II.37 : Résultats des AFC effectuées sur les données d'abondance de : A) la dune 60 (Secteur Centre, Boîte B) et B) la dune 102 (secteur Nord-Est, Boîte D).

Comme pour la dune 23 du secteur Ouest, l'AFC permet de bien différencier les différentes stations en fonction de leur position sur la dune 60 du secteur Centre (Figure II.37-A). L'analyse réalisée sur la dune 102 du secteur Nord-Est ne permet pas, quant à elle, de discriminer ces différentes stations.

Ainsi, il semble que la variabilité intra-dune soit relativement bien marquée pour les dunes des secteurs Ouest (Boîte A) et Centre (Boîte B) alors que ce n'est pas réellement le cas pour la dune du secteur Nord-Est (Boîte D). Néanmoins, ces résultats sont à modérer du fait des difficultés rencontrées lors de l'échantillonnage. Il est délicat, voire abusif, de parler de variabilité intra-dune pour les dunes 60 et 102 car certains des prélèvements censés les caractériser ont en fait été réalisés sur des dunes voisines.

Nous avons également considéré et caractérisé les groupes faunistiques en fonction de leur position sur la dune. Ce travail a permis de mettre en évidence le fait que les évolutions de ces groupes sont moins marquées que ce qui est observé à l'échelle du gradient. L'exemple de la dune 102 du secteur Nord-Est est présenté en Figure II.38.

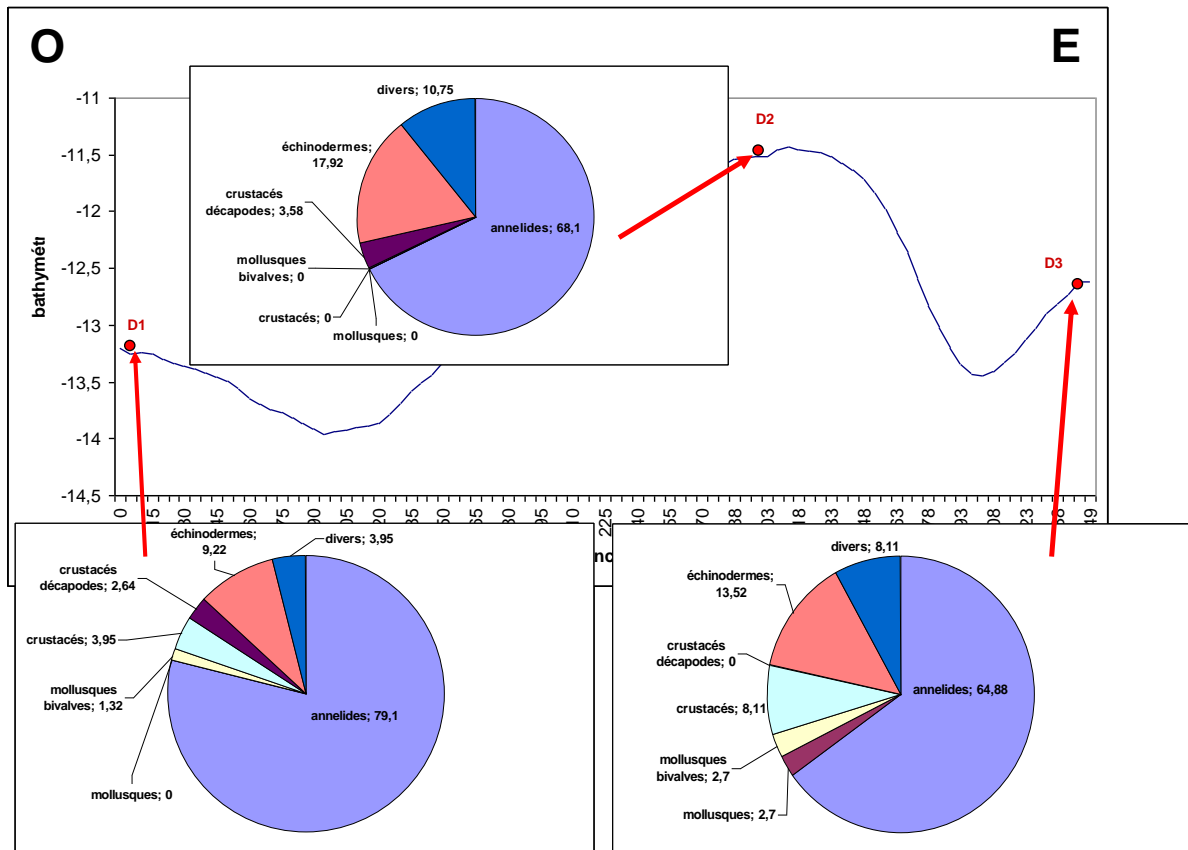


Figure II.38 : Evolution de l'abondance relative par groupe faunistique en fonction de la position sur la dune 102 (secteur Nord-Est, Boîte D).

Certaines espèces ne sont rencontrées qu'au niveau d'un seul point de prélèvement comme le Bivalve *Tellimya ferruginosa* pour la zone inter-dunes (station D1), le Décapode *Thia scutellata* et l'Ophiure *Ophiura ophiura* pour la crête (station D2), l'Annélide *Ophelia bicornis* et le Crustacé *Gastrosaccus spinifer* pour le flanc doux de la dune suivante (station D3). Certaines espèces disparaissent seulement au niveau de la crête comme l'annélide *Magelona sp* et le crustacé *Diastylis rathkei*. Néanmoins, la majorité des espèces identifiées sur cette dune sont communes aux trois stations (e.g. les Annélides *Lanice conchilega*, *Nephtys cirrosa*, *Nerine cirratulus* et l'oursin *Echinocardium cordatum*). Cette variabilité intra-dune relativement faible se retrouve également dans la faible évolution des proportions d'espèces en fonction de la position sur la dune (Figure II.38).

IV.4. Synthèse et discussion

IV.4.1. Variabilités inter- et intra-dunes des espèces

En ne se basant que sur les abondances et les richesses spécifiques déterminées sur l'ensemble des prélèvements effectués, nous avons pu noter que la variabilité des espèces semblait plus marquée à l'échelle de la zone d'étude, le long du gradient Ouest – Est (diminution de l'abondance et de la richesse spécifique d'Ouest en Est), qu'à l'échelle de la dune. Pour vérifier ceci, un test de type between et within a été effectué sur l'inertie totale de l'AFC totale (Figure II.34). La Figure II.39 récapitule les pourcentages de la variabilité totale du jeu de données en fonction de la variabilité inter et intra dunes.

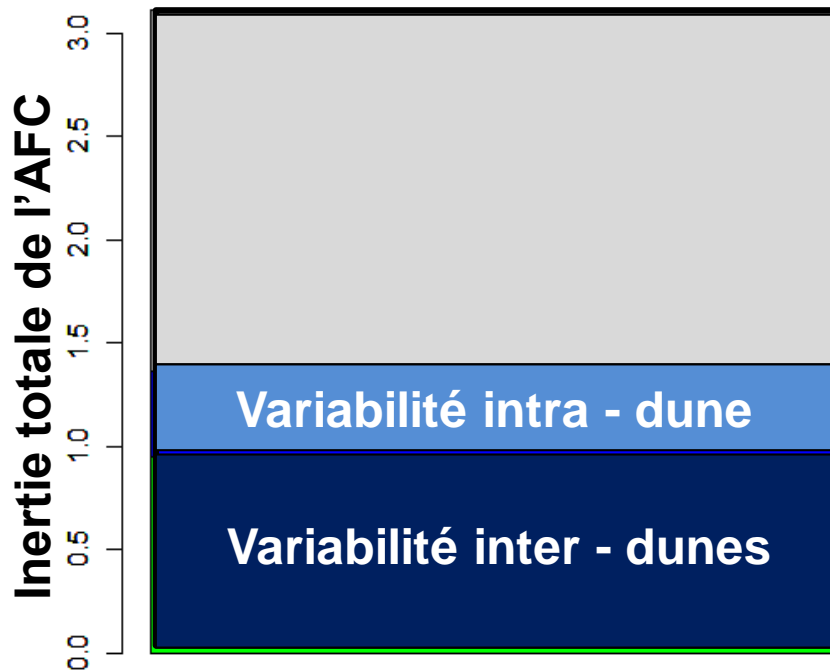


Figure II.39 : Décomposition de la variabilité totale de l'AFC basée sur les abondances.

La variabilité du jeu de données est expliquée pour 1/3 par la variabilité inter-dunes et pour 1/6 par la variabilité intra-dunes. Ces deux types de variabilité expliquent pour environ 44% la variabilité totale du jeu de données sur l'abondance spécifique du benthos à l'échelle de la zone d'étude.

Ainsi, des variables autres que purement biologiques doivent être invoquées pour expliquer ces variations.

IV.4.2. Le benthos de l'échelle du gradient à l'échelle de la dune.

La richesse spécifique et l'abondance montrent une diminution d'Ouest en Est, le long du gradient : 78 espèces pour une abondance moyenne de 1107 ind./m² dans le secteur Ouest et 25 espèces pour une abondance moyenne de 157 ind./m² dans le secteur Nord-Est. Ces valeurs sont comparables à ce qui a été observé par ailleurs dans les dunes festonnant le banc du Vergoyer (Banc sableux picard) et en Mer du Nord, avec respectivement 79 espèces pour une abondance de 1918 ind./m², et 14 espèces pour une abondance de 86 ind./m² (Dauvin, 1997)..

La caractérisation des espèces benthiques lors de cette étude nous a permis de mettre en évidence la nette prédominance des annélides polychètes sur les bivalves, les crustacés et les échinodermes, aussi bien à l'échelle de la zone d'étude qu'à l'échelle de la dune elle-même. Les espèces observées dans cette étude ont déjà été identifiées lors d'autres études du benthos au niveau de la partie orientale de l'Angleterre (Sanvicente-Anorve *et al.*, 2002), ou à l'échelle de la Manche (e.g. Dauvin, 1997; Gentil & Cabioch, 1997). Ces études ont défini des relations fortes entre les caractéristiques physiques de l'habitat (profondeur, caractéristiques granulométriques) et les peuplements benthiques.

En se basant sur la typologie EUNIS, qui est une compilation de plusieurs études de peuplements, et la synthèse réalisée par Dauvin (1997) :

- le secteur Ouest (dune 23) se trouve dans une zone de peuplement des graviers plus ou moins ensablés (Dauvin, 1997 / typologie EUNIS : A5.135) ;
- la communauté benthique présente dans le secteur Centre est le peuplement des sédiments grossiers à *Amphioxus lanceolatus* (Dauvin, 1997) ou le peuplement des sédiments grossiers sableux graveleux à *Clausinella fasciata* et *Amphioxus lanceolatus* (typologie EUNIS : A5.135) ;
- Sur le secteur Nord-Est, le peuplement présent est celui des sables fins à moyens propres à *Ophelia borealis* ou le peuplement des sables fins mobiles à *Echinocyamus pusillus*, *Ophelia borealis* et *Abra prismatica* (typologie EUNIS : A5.231).

Les espèces caractéristiques du peuplement des graviers plus ou moins ensablés sont notamment *Laevicardium crassum*, *Psammechinus miliaris*, *Liocarcinus pusillus* et *Amphioxus lanceolatus* qui sont retrouvées exclusivement dans le secteur Ouest. Cependant l'espèce la plus caractéristique *Ophiotrix fragilis* est absente, ce qui laisse supposer que la dune 23 se situe dans un faciès d'appauvrissement de ce peuplement plutôt que dans le faciès type (Cabioch et Glaçon, 1978, in Dauvin, 1997) tel qu'il est indiqué dans la légende d'origine.

Le secteur Centre (station B1) de la zone d'étude se rapproche du peuplement de la gravelle à *Amphioxus lanceolatus* défini par Dauvin (1997) du fait de la présence du céphalocordé *Amphioxus lanceolatus*, de l'oursin *Echinocyamus pusillus* et du bivalve *Spisula elliptica*. Cependant, les sédiments constituant les fonds marins de ce secteur étant plus fins que ceux décrits par les auteurs (40

à 50% de graviers), certaines espèces caractéristiques de ce peuplement telles que *Spatangus purpureus* n'ont pas été observées.

La communauté à *Ophelia borealis* est bien représentée au Sud de la Mer du Nord et en Manche orientale (Cabioch et Glaçon, 1977). De nombreuses espèces de cet assemblage benthique ont été observées dans la partie orientale du gradient (principalement dans le secteur Nord-Est, mais également dans le secteur Centre) : les polychètes *Nephtys cirrosa*, *Spiophanes bombyx* et *Ophelia borealis*, les crustacés *Bathyporeia guilliamsonniana*, *Gastrosaccus spinifer*, l'oursin *Echinocardium cordatum* et le bivalve *Spisula elliptica* (Gentil et Cabioch, 1997). Sanvicente-Anorve *et al.* (2002) ont mis en évidence, lors de leur étude des assemblages benthiques au large des côtes anglaises, que la communauté à *Ophelia borealis* peuple les fonds côtiers de sables fins à grossiers et dont la profondeur est supérieure à 10 m.

En ce qui concerne la typologie EUNIS, si les biocénoses semblent être similaires en terme de type d'habitat (sédiment) et d'espèces caractéristiques, on remarquera l'absence d'*Abra prismatica* et *Clausinella fasciata*, censées être les espèces caractéristiques des milieux retrouvés dans notre zone. La classification EUNIS ne convient que partiellement à notre étude. Ces différences peuvent provenir d'une différence de niveau d'étude. La classification EUNIS provient d'une étude à grande échelle alors que notre étude se base sur un échantillonnage à petite échelle, limité à 27 prélèvements de 0,1 m².

L'étude du benthos a permis de donner les valeurs limites de tolérance des espèces pour plusieurs variables environnementales de leurs habitats (notamment la profondeur et la taille de grain moyen du sédiment).

Polygordius appendiculatus est une espèce indicatrice des sommets de dunes (Moulaert *et al.*, 2007). Elle est présente au sommets des dunes 60 (secteur Centre) et 23 (secteur Ouest) alors qu'elle est absente sur la dune 102 (secteur Nord-Est). Ceci est à lier aux préférences écologiques de cette espèce : elle n'est présente que pour une taille de grain moyen supérieure à 270 µm, condition non satisfaite au niveau du secteur Nord-Est. D'autres espèces comme *Magelona* ont des préférences en accord avec la seule granulométrie de la dune 102 (taille de grain moyen entre 130 et 300 µm).

Certaines espèces ont peu de limitation et sont plus communes telles que *Nephtys cirrosa*, *Bathyporeia guilliamsonniana*, *Glycera sp.* et *Ophiura sp.* Dans notre étude, cette absence de paramètre limitant peut expliquer leur distribution plus répandue : elles sont présentes dans presque toutes les dunes, à chaque position. On retrouve d'ailleurs souvent ces espèces au barycentre des relevés (Figure II.36, Figure II.37) et leur présence seule ne suffit donc pas à différencier les dunes ou les positions au sein de la dune.

Des limitations importantes dans les préférences d'habitat permettent de mieux différencier les dunes. Les limitations de profondeurs pour les espèces énoncées dans l'étude de Moulaert *et al.* (2007) ne correspondent pas à celles retrouvées dans nos résultats. Par exemple, l'*Amphioxus lanceolatus*

aurait comme limite supérieure une profondeur de 20 m alors que cette espèce est retrouvée dans les dunes 23 et 60 où les profondeurs sont au maximum de 18 m et à un minimum de 12m. L'étude de Moulaert *et al.* (2007) se situant en Mer du Nord, proche d'un estuaire, d'autres facteurs tels que l'hydrodynamisme (courant fluviatile, crue/étiage), la salinité ou la température, peuvent avoir agi indirectement sur les préférences de profondeur des espèces.

Si la variabilité inter-dunes est plus importante, la variabilité intra-dunes existe tout de même. Les résultats montrent, à l'exception de la dune 23 du secteur Ouest, une diminution des abondances et de la richesse spécifique du pied de dune vers son sommet.

V. Complexité du milieu dunaire : relations entre morphologie, hydrodynamisme, sédiment et benthos

Le principal objectif de ce sous-chapitre consiste à confronter l'ensemble des paramètres dunaires (sédimentaires, morphologiques et environnementaux) de manière à déterminer ceux qui fonctionnent de manière similaire, de manière opposée ou qui ne présentent aucune relation particulière. Il serait ainsi possible de déterminer les paramètres qui contrôlent la morphologie des dunes.

Dans le but d'établir une classification hiérarchique des paramètres dominants dans la structuration des dunes sous-marines, nous avons réalisé plusieurs analyses statistiques multivariées (ACP et CAH) de l'ensemble des variables retenues.

Les ACPs concernant les variables morphologiques et sédimentaires ont déjà été présentées et discutées individuellement dans les sections précédentes (*cf.* Chapitre II, §II.2.2.1 et §III.1.1.2, respectivement). Pour comparer la covariance de ces deux groupes de variables différentes d'un point de vue physique et déterminer les relations existant entre ces 2 groupes, une co-inertie a été réalisée. Ici, seule la matrice des coefficients de corrélation va être discutée (Figure II.40).

D'une manière générale, les résultats de la co-inertie confirment les observations faites à partir des ACPs réalisées sur les variables morphologiques d'une part, et granulométriques d'autre part. Les barkhanes de l'Ouest (asymétriques, hautes et peu larges) sont constituées de sédiment grossier, mal trié, qui est pluri-modal composé de graviers et de sables moyens et les dunes du secteur Centre sont composées d'un mélange de sables très grossiers à grossiers, alors que les dunes 2D du secteur Nord - Est, symétriques, plus aplaties, établies en champs, sont composées de sables fins, mieux triés. Cette analyse nous permet de mettre en évidence le fait que la hauteur des dunes, ainsi que les angles de ses flancs sont bien corrélés avec les fractions grossières du sédiment dunaire, et logiquement anti-corrélés avec les fractions fines. Pour qu'une dune ait une hauteur importante, les sédiments la constituant doivent donc avoir une quantité relativement importante de fractions grossières, en particulier des sables très grossiers à grossiers. Cette observation est en accord avec ce qui a été reporté dans la littérature (Flemming, 2000b; Bartholdy *et al.*, 2002). De plus, nous notons également que la largeur totale de la dune, et les largeurs de ses flancs raides et doux sont bien corrélées avec les fractions fines du mélange sédimentaire constituant la dune. Ceci découle directement du constat effectué précédemment : plus une dune est constituée de sédiments fins, plus sa largeur est importante, et dans le même temps, plus sa hauteur est faible. Cela semble indiquer un étalement des sédiments fins plus importants que dans le cas des sédiments grossiers.

Les proportions de vases ne se corrèlent à aucune variable morphologique. Cette observation est assez logique car les teneurs en vases sont quasi nulles dans la zone d'étude et n'influence donc pas la morphologie dunaire.

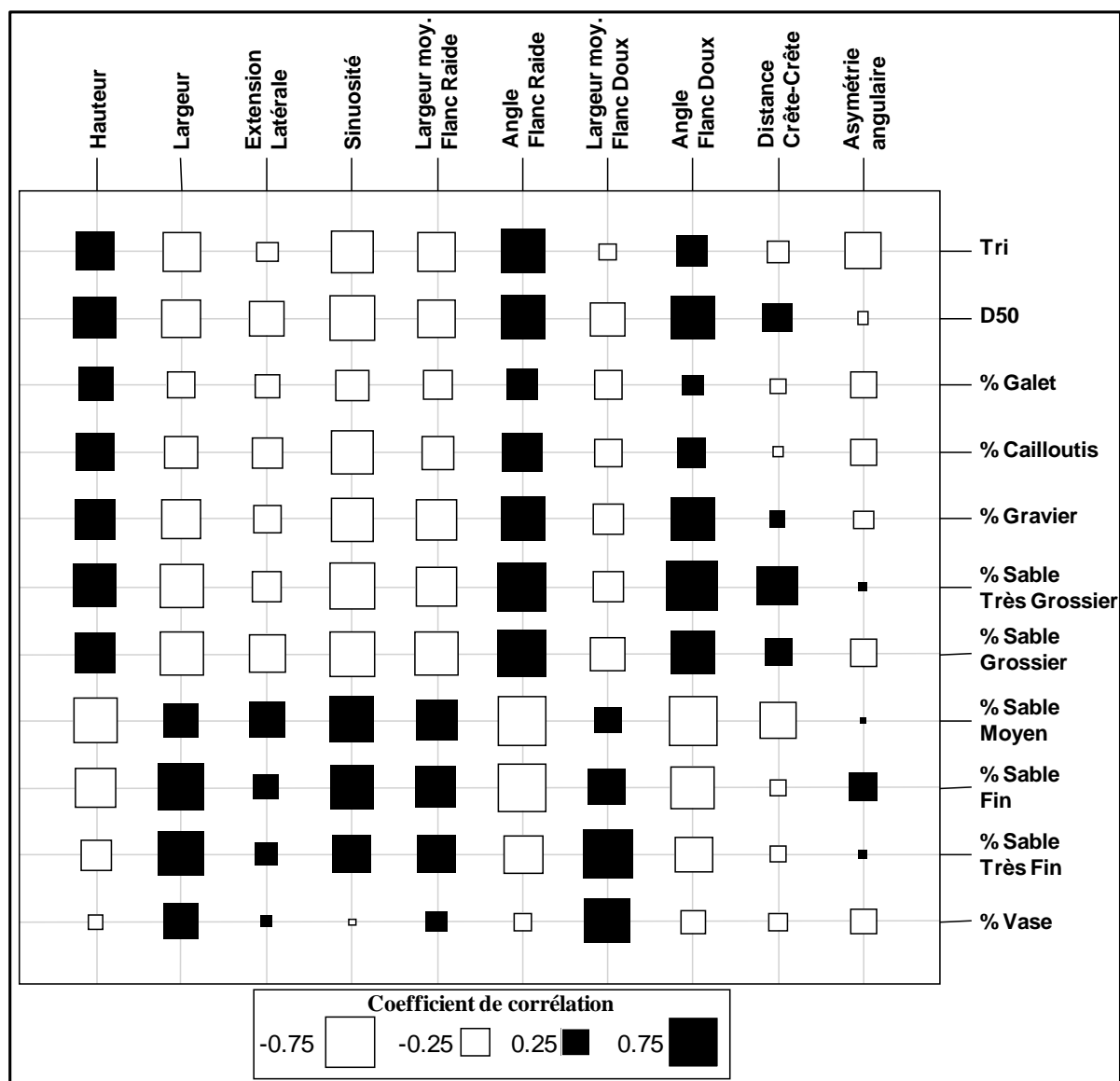


Figure II.40 : Matrice graphique des coefficients de corrélation issue d'une co-inertie entre les groupes des variables morphologiques et le groupe de variables sédimentaires.

La taille du carré est proportionnelle au coefficient de corrélation et sa couleur dépend du signe du coefficient de corrélation.

Nous notons aussi que l'indice de sinuosité est anti-corrélé avec les fractions grossières (i.e. plus le sédiment est grossier, plus la dune est sinueuse). Comme nous l'avons déjà remarqué précédemment, ceci est surtout dû aux caractéristiques locales des dunes : les dunes les plus sinueuses sont à l'Ouest de la zone d'étude, là où le sédiment est le plus grossier.

L'asymétrie des dunes est uniquement anti –corrélée avec le tri du sédiment, et elle ne se corrèle à aucune autre variable sédimentaire, ce qui semble indiquer que cette caractéristique morphologique est contrôlée par un autre type de variable : elle pourrait être due au caractère dynamique ou non de la dune. D'ailleurs, l'anti – corrélation asymétrie/tri va dans ce sens car le tri a tendance à s'améliorer avec le transport.

Dans le but d'intégrer d'autres types de variables, une Analyse Factorielle Multiple (AFM) a été réalisée. A la différence de la co-inertie, cette méthode permet d'étudier les relations entre plus de 2 groupes de variables. Par conséquent, nous avons ajouté, aux variables sédimentaires et morphologiques définies précédemment, un groupe de variables permettant de caractériser l'environnement. Ce dernier groupe est composé de 5 variables :

- la profondeur d'eau ;
- la vitesse maximale des courants de marée, qui correspond ici à la vitesse maximale atteinte par les courants au cours de l'année 2007 au niveau des dunes considérées. Ces données sont moyennées sur la verticale et sont issues de simulation numérique (cf. Chapitre II, §I.4).
- des variables nous renseignant sur le potentiel dynamique du milieu, à savoir la vitesse de frottement sur le fond U^* , les flux instantanés de sédiments charriés avec et sans houle, au niveau des dunes. U^* est calculé en se basant sur l'hypothèse d'un profil logarithmique de vitesse (Soulsby, 1997) et dépend donc des vitesses maximales des courants simulés et du diamètre moyen des particules constituant le fond. Pour ce qui est des flux sédimentaires, ils sont issus de simulations réalisées sur l'année 2007 (cf. §II.4), en considérant la houle (FluxH) ou non (FluxSH). Ces flux sont issus de la thèse de O. Blanpain (2009) et ils sont calculés à partir d'un modèle numérique spatialisé à l'échelle de la Manche. Ainsi, ces calculs prennent en considération le disponible sédimentaire (considération des flux entrant et sortant pour les mailles voisines de celle étudiée). Les formulations utilisées ici seront détaillées dans le chapitre suivant.

Les résultats de cette AFM sont présentés en Figure II.41. Les données se structurent bien : la première dimension explique à elle seule 48,5 % de la variance totale, et les dimensions suivantes montrent des pourcentages de variances assez faibles (inférieurs à 10%). Ainsi, seules les 2 premières dimensions ont été conservées. Nous ne discuterons pas ici des groupes morphologique et sédimentaire car les résultats sont similaires à ceux obtenus avec les ACPs (cf. Chapitre II, §II.2.2.1 et §III.1.1.2).

Concernant le groupe des variables environnementales, nous remarquons qu'il s'exprime quasi-exclusivement le long de la dimension 1 et que plusieurs relations sont notables entre les variables de ce groupe et celles d'autres groupes.

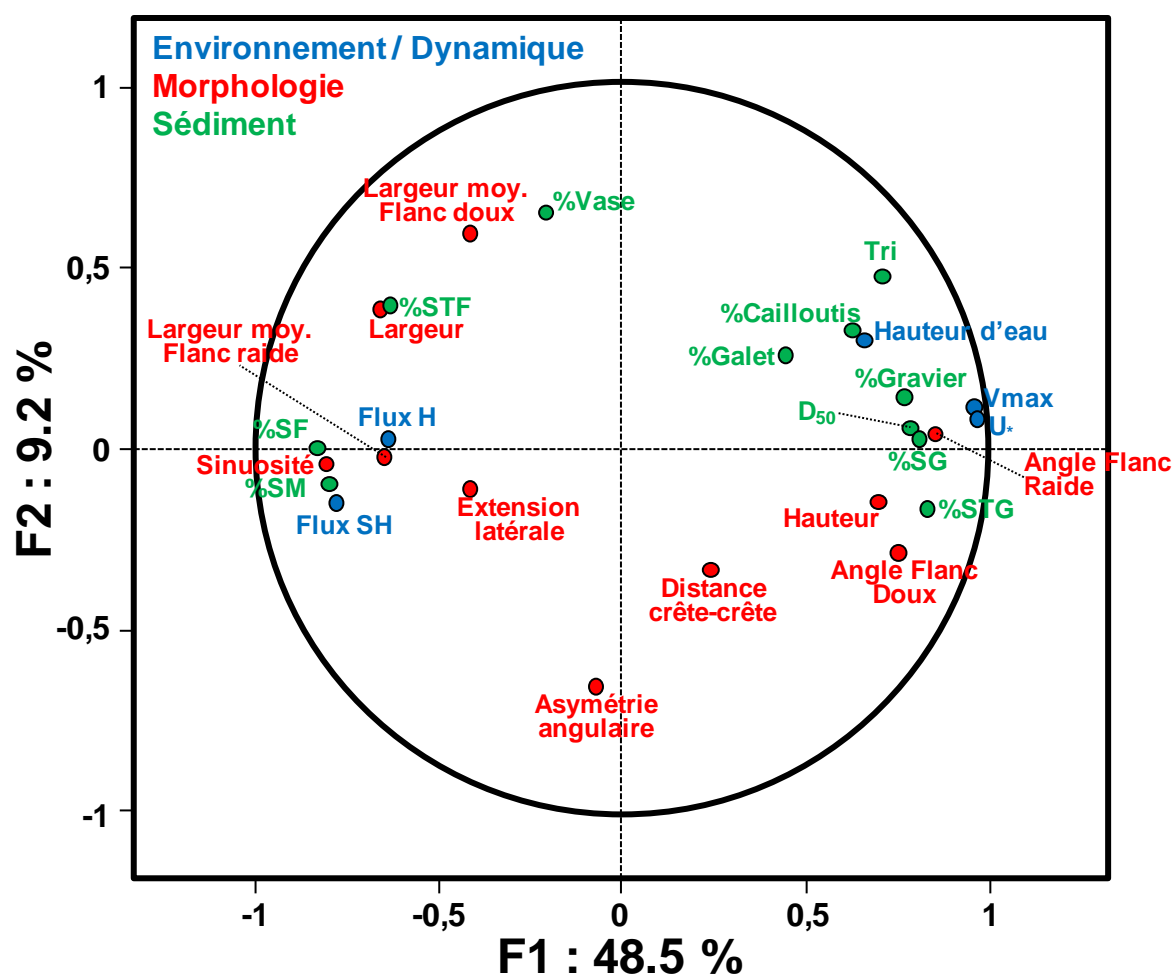


Figure II.41 : Analyse Factorielle Multiple (AFM) sur 33 dunes, basée sur 3 groupes de variables : morphologiques (rouge), sédimentaires (vert) et environnementales (bleu)

Dans un premier temps, nous vérifions que la vitesse de frottement sur le fond U^* est logiquement corrélée à la vitesse maximale (variables non indépendantes l'une de l'autre).

Une relation forte existe entre la vitesse des courants et la taille du sédiment (D_{50} et vitesse maximale très bien corrélés). L'axe $F1$, qui est très bien défini par la vitesse maximale des courants (partie positive de l'axe) permet de faire une distinction nette entre les sédiments grossiers (galets, cailloutis, graviers, sables très grossiers à grossiers) et les sédiments fins (sables très fins à moyens). Ce constat classique est conforme à ce que Auffret & Larssonneur (, 1975 #159) ont montré à l'échelle de la Manche : la distribution des sédiments de surface est directement liée à la répartition des vitesses maximales de courants de marée.

Nous observons que la profondeur d'eau (exprimée positivement, et correspondant plutôt à la hauteur d'eau) est bien corrélée à cette vitesse maximale : plus la tranche d'eau est faible, plus la vitesse diminue. Ceci est simplement dû aux caractéristiques morphologiques de la zone et met en évidence le gradient hydrodynamique Ouest-Est caractérisé par une diminution des courants, conjointement à une diminution des profondeurs liée à la présence des bancs sableux.

Les flux sédimentaires avec et sans houle sont anti-corrélés à la vitesse maximale : plus la vitesse est importante, plus les flux ont tendance à être faibles. Cette dernière observation peut sembler incohérente, car il est souvent sous-entendu que, dans le cas où le disponible sédimentaire n'est pas limitant, une augmentation de la vitesse des courants induit une augmentation du flux sédimentaire. Néanmoins, la vitesse n'est pas le seul paramètre influençant la dynamique, la granularité du sédiment, ainsi que le disponible sédimentaire influencent également fortement les flux sédimentaires charriés. Ici, cette anti-corrélation semble indiquer que la vitesse des courants n'est pas le facteur prépondérant dans la dynamique sédimentaire mais que la granulométrie et/ou le disponible sédimentaire contrôlent plus cette dynamique. D'ailleurs, lorsque tous les groupes sont considérés, ce constat se confirme bien : les flux sont importants lorsque les proportions de sables fins à très fins sont importantes.

Lorsque l'espace des individus est observé (Figure II.42), nous remarquons que l'utilisation de ces trois groupes permet une discrimination nette des différentes dunes selon l'axe F1 et que cela correspond au gradient Ouest – Est (granulométrique, hydrodynamique, sédimentaire).

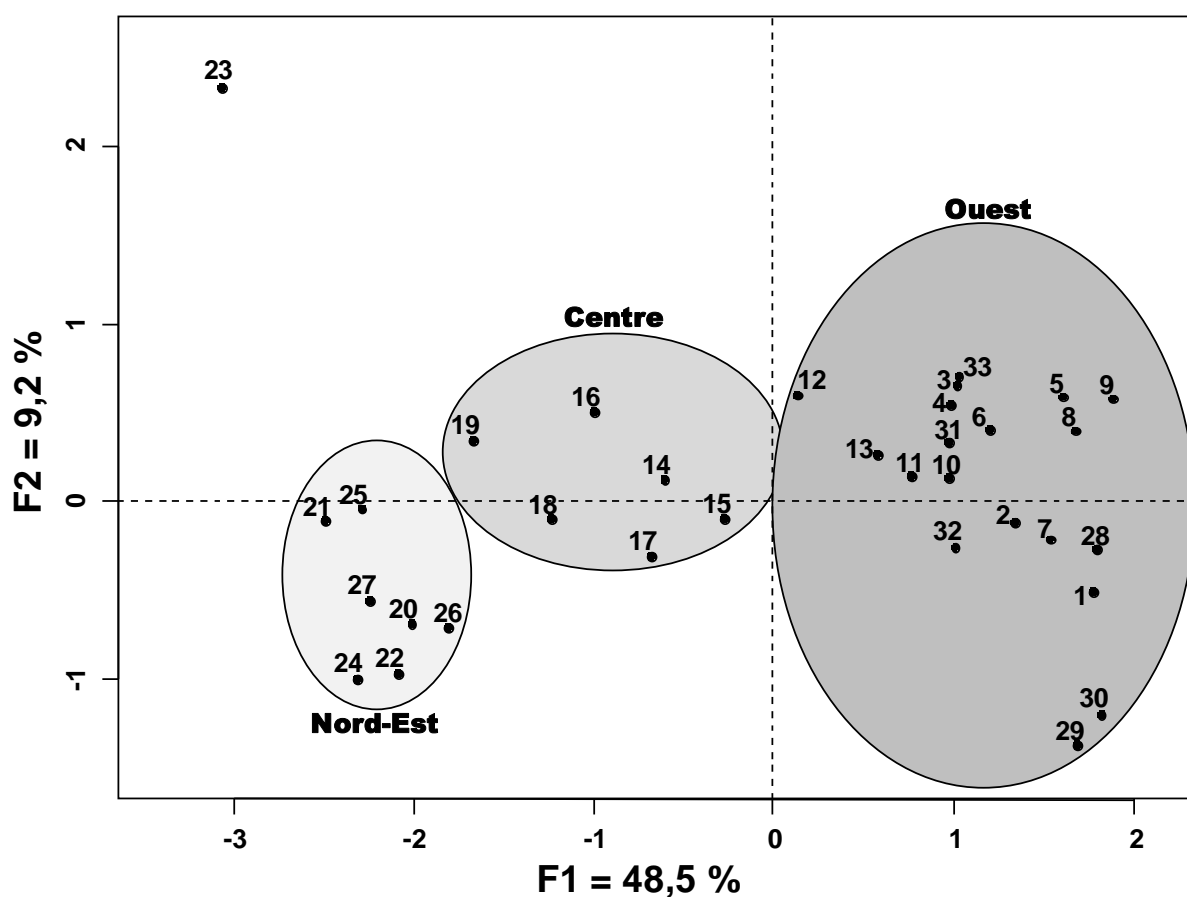


Figure II.42 : AFM basée sur les variables morphologiques, sédimentaires et environnementales. Espace des individus selon les dimensions 1 et 2.

Ainsi, ces analyses permettent de bien résumer les résultats obtenus dans ce chapitre : la morphologie du fond marin évolue en fonction des caractéristiques hydro-sédimentaires à l'échelle du gradient. A l'Ouest, où les sédiments sont relativement grossiers, nous observons une multitude de barkhanes de dimensions importantes. La présence de rubans sableux tend à indiquer un faible disponible sédimentaire. Ensuite, au fur et à mesure que nous avançons vers l'Est du gradient, le stock de sédiment disponible devient plus important et nous observons une diminution des profondeurs qui est liée à la présence du banc sableux. Dans ce secteur, les longueurs d'onde des dunes surimposées à ce corps sédimentaire diminuent, leur hauteur se stabilise aux alentours de 6 m et ces dunes ont tendance à s'établir en champs et à devenir moins sinueuses. Cette évolution de la forme des corps sédimentaires (de la partie positive de l'axe F1 vers la partie négative) met en évidence la diminution des courants de l'Ouest vers l'Est (Costello & Southard, 1981). Ainsi, nous voyons bien que la morphologie des dunes dépend des conditions environnementales. Dans la zone d'étude, la forme des dunes est typique d'un apport sédimentaire faible à moyen à l'Ouest, et fort à l'Est et le gradient hydrodynamique est responsable de la variation morphologique des dunes (Belderson *et al.*, 1982). Les dunes occidentales sont typiques d'un environnement plus énergétique que celui modelant les dunes orientales. En Manche orientale, des très grandes dunes avec des caractéristiques morphologiques similaires ont été régulièrement observées dans des environnements hydro-sédimentaires comparables : dunes composées de sables moyens à grossiers sur une semelle relique de cailloutis (Dewez, 1988; Berné, 1991; Le Bot, 2001; Le Bot & Trentesaux, 2004).

Au regard de cela, il semble que la morphologie du fond marin dépende, comme l'ont déjà montré Belderson *et al.* (1982), de l'hydrodynamisme et du disponible sédimentaire, ce qui explique ici la mise en place de ce gradient morphologique d'Ouest en Est. De plus, la granulométrie du sédiment joue également un rôle dans les caractéristiques morphologiques des corps dunaires : il semble que plus le sédiment est grossier, plus les corps ont une hauteur importante. Ceci est en accord avec les observations faites par Flemming (2000b).

Malgré la multitude de paramètres à considérer et inter-comparer, cette analyse permet de mettre en évidence le contrôle important de la granulométrie sur la morphologie et la dynamique des dunes.

Il existe donc une zonation des faciès hydro – morpho – sédimentaires à laquelle s'associe une évolution des communautés benthiques peuplant le gradient. On passe, d'Ouest en Est, du peuplement des graviers plus ou moins ensablés au peuplement des sables fins à moyens propres.

Même si le gradient n'a été caractérisé que par l'intermédiaire d'un faible nombre de points d'échantillonnage (9 points), nous avons également noté que, à l'échelle de la zone d'étude, l'abondance et la richesse spécifique diminuent d'Ouest en Est. Cela se corrèle parfaitement à une diminution de la proportion en graviers et à une augmentation de celle en sables fins (Figure II.21). Ainsi, nous avons mis en évidence le fort contrôle des caractéristiques sédimentaires sur les paramètres biologiques ainsi que sur la composition faunistique des peuplements des différents

échantillons étudiés : une forte corrélation existe entre le D_{50} du sédiment et la richesse spécifique et l'abondance (Figure II.43). Par la suite, il serait nécessaire de multiplier les points de mesures pour confirmer et préciser ces conclusions.

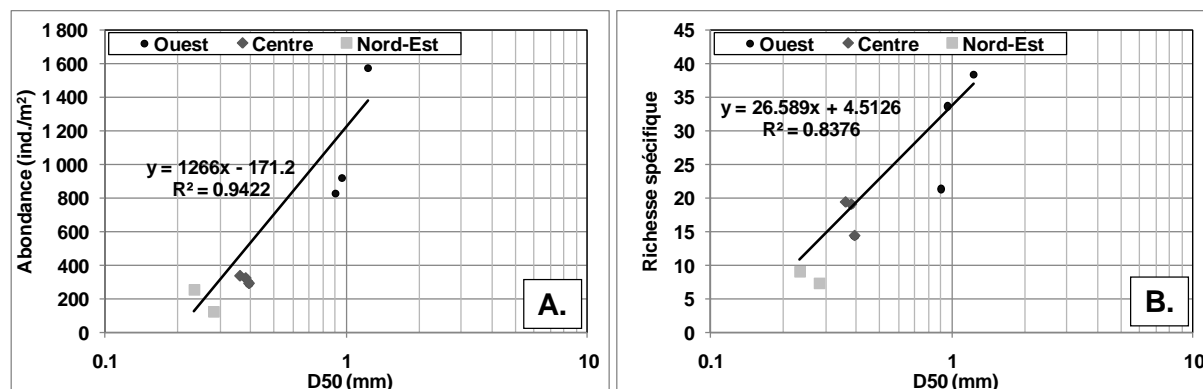


Figure II.43 : Evolutions de l'abondance (A) et de la richesse spécifique (B) en fonction du D_{50} pour les secteurs Ouest (Boîte A), Centre (Boîte B) et Nord-Est (Boîte D).

Ce constat est en accord avec des observations réalisées par d'autres auteurs (Sanvicente-Anorve *et al.*, 2002). De plus, Dauvin (1997) indique que les paramètres biologiques peuvent être influencés par la morphologie des structures à grandes échelles. L'abondance et la diversité des espèces tendent à diminuer des pieds au sommet des bancs sableux. Ce constat semble se vérifier à l'échelle de la zone d'étude : à mesure que les dunes se surimposent au banc sableux, le nombre d'espèces et leur densité diminuent. Néanmoins, la diminution de profondeur liée à la présence du banc sableux s'accompagnant d'un affinement sédimentaire, il est délicat de savoir quel paramètre va exercer un contrôle prépondérant sur la structuration des communautés benthiques. En effet, Moulaert *et al.* (2007) montrent qu'une corrélation significative existe entre densité et nombre d'espèces des principaux groupes taxonomiques, et la profondeur et la salinité, mais pas entre le macrobenthos et le grain moyen. Ces résultats dépendent de l'échelle spatiale considérée et de la nature des données (qualitatives ou quantitatives). Wiens (1989) a montré que ce sont les facteurs physiques qui sont le principal mécanisme contrôlant la distribution des organismes à grande échelle.

Par ailleurs, les résultats présentés dans ce chapitre permettent également d'observer l'influence des bancs sableux sur l'hydrodynamisme, et potentiellement sur la morphologie des dunes avoisinantes. Il est généralement admis que la présence de corps sédimentaires de grandes dimensions influencent l'hydrodynamisme (vitesse et surtout direction des courants) par des phénomènes de réfraction (Dewez, 1988). L'analyse des données courantologiques nous a permis de vérifier cela. Les différents sites de mouillage des courantomètres sont contrastés d'un point de vue morpho-sédimentaire. Le courantomètre 1 est situé à l'Ouest de la zone d'étude, en amont de dunes en

barkhane, sur un fond sédimentaire grossier (D_{moyen} : 1,047 mm) ; les courantomètres 2 et a sont situés au Centre de la zone, au niveau des champs de dunes rectilignes surimposées au banc sableux (D_{moyen} : 0,742 et 0,808 mm, respectivement) ; les courantomètres 3 et b, sont situés au Nord-Est, au niveau de dunes rectilignes moins hautes, également surimposées au banc sableux et constituées de sables fins (D_{moyen} : 0,250 mm). L'influence de la proximité immédiate du banc sableux est clairement visible : le caractère asymétrique de la marée devient plus important avec la diminution de la profondeur et les courants tidaux, quasi-alternatifs à l'Ouest ont tendance à devenir quasi-rotatifs à l'Est. De plus, nous avons noté que les deux courantomètres du secteur Nord – Est montrent une circulation résiduelle du fluide relativement différente, malgré leur proximité et le fait que les mesures aient été réalisées sur la même période.

VI. Conclusions

La zone est couverte de corps sédimentaires. Sur la base des données acquises dans le cadre de nos campagnes à la mer, 300 dunes ont pu être détectées et leurs propriétés (morphologie, sédiment, hydrodynamisme associé, communautés benthiques) caractérisées.

Il nous a été possible de déterminer que la zone correspond à un secteur de transition caractérisé par de multiples gradients plus ou moins dépendants les uns des autres. D'Ouest en Est, la zone est caractérisée par :

1- un gradient hydrodynamique décroissant. Les courants tidaux sont asymétriques (dominance du flot de 30-35% par rapport au jusant) ; leur vitesse diminue vers l'Est ; d'alternatifs, ils deviennent quasiment rotatifs. Les mesures de courants ont permis de mettre en évidence que les conditions de vent peuvent modifier considérablement l'hydrodynamisme : en fonction de l'intensité et de la direction des vents, ils peuvent renforcer, amoindrir, voire même inverser le caractère asymétrique des courants tidaux.

2- une modification des formes de dépôt observées sur les fonds. A grande échelle, les rubans sableux, puis les barkhanes, laissent place aux bancs sableux et aux dunes 2D. A l'échelle des dunes, une évolution morphologique est également observée. A l'Ouest, une multitude de barkhanes, hautes (jusqu'à 11 m), plus ou moins isolées selon les secteurs, façonnent les fonds marins, alors qu'au niveau des secteurs Centre et Nord-Est, les dunes sont longues, moins hautes et ont tendance à devenir rectilignes. Les morphologies des dunes ne sont pas typiques d'une dynamique très active (faible pente des flancs doux et raides, avec des inclinaisons moyennes de l'ordre de 2° et 8-10° respectivement). Dans le secteur Centre, des champs des petites à moyennes dunes sont observés.

3- un très net affinement des sédiments. Les fonds marins passent graduellement de sédiments grossiers hétérogènes (graviers sableux), mal triés à l'Ouest, à des sables graveleux, puis à des sables moyens à fins, homogènes et bien triés, à l'extrémité Est. La nature des particules sédimentaires reste constante sur l'ensemble de la zone, ce qui semble indiquer que la couverture sédimentaire provient d'un stock sédimentaire commun.

4- Une évolution des communautés benthiques peuplant le gradient. On passe du peuplement des graviers plus ou moins ensablés à *Amphioxus lanceolatus*, au peuplement des sables fins à moyens propres à *Ophelia borealis*. Cette évolution est associée à une diminution de l'abondance et de la richesse spécifique.

Les analyses de l'évolution des caractéristiques granulométriques et benthiques, réalisées aussi bien à l'échelle du gradient, qu'à l'échelle du corps dunaire, ont permis de mettre en évidence une variabilité inter – dunes (environ 30 % de la variabilité totale) beaucoup plus marquée que la variabilité intra – dune (environ 10% de la variabilité totale).

A partir de toutes les mesures caractérisant les dunes sous – marines, nous avons tenté d'établir une classification hiérarchique des paramètres environnementaux et génétiques dominants dans leur structuration (paramètres morphologiques, sédimentaires et environnementaux). Des relations, pour la plupart classiquement mentionnées dans la littérature, ont été observées : les sédiments grossiers (sables grossiers à très grossiers, graviers) sont associés à de fortes vitesses de courants et permettent la mise en place de dunes hautes, tridimensionnelles, ayant un flanc raide relativement pentu ; les sédiments fins (sables moyens à très fins) sont, quant à eux, associés à de faibles vitesses de courants et permettent la mise en place de dunes peu hautes, quasi-rectilignes, d'importante extension latérale, et ayant un flanc raide faiblement pentu et des longueurs de flanc importantes (dunes étalées). Ainsi, malgré la multitude de paramètres à considérer et à inter-comparer, cette analyse permet de mettre en évidence le contrôle important de la granulométrie sur la morphologie et la dynamique des dunes. De plus, comme de nombreux auteurs l'ont déjà montré, une relation forte existe entre la hauteur des dunes et leur longueur d'onde.

Par ailleurs, les analyses multivariées ont permis de mettre en évidence des relations, ou absence de relations, moins classiques. Les flux sédimentaires avec et sans houle sont anti-corrélés à la vitesse maximale des courants. Ce constat semble indiquer que, sur la zone d'étude, la vitesse des courants n'est pas le facteur principal de contrôle de la dynamique sédimentaire mais plutôt la granulométrie et/ou le disponible sédimentaire.

La longueur d'onde des dunes, paramètre classiquement utilisé pour décrire leur morphologie, montre des corrélations faibles avec les autres variables sédimentaires ou environnementales. La meilleure corrélation est obtenue avec le pourcentage en sables très grossiers (environ 50%) et la hauteur. Ce résultat indique que l'utilisation de ce descripteur n'est sans doute pas la plus pertinente pour caractériser l'environnement hydro-sédimentaire d'une dune.

CHAPITRE III. DYNAMIQUE DES DUNES DU CYCLE SEMI-DIURNE AU PAS DE TEMPS ANNUEL.

La dynamique des dunes sous-marines, ainsi que celle des formes sédimentaires en général, est contrôlée par différents agents dynamiques tels que la marée et la houle. Ces agents forçants influencent le fond sédimentaire selon différents pas de temps : depuis l'évènement de tempête, les cycles tidaux semi-diurne et ME-VE, la saison, l'année jusqu'au pas de temps multi-annuel. Ainsi, pour comprendre la morphodynamique d'une zone dans sa globalité, il est nécessaire de l'étudier selon plusieurs échelles de temps emboîtées.

Ici, nous allons nous focaliser sur la dynamique des dunes sur du court- au moyen-terme. Dans un premier temps, les flux sédimentaires instantanés seront estimés à partir des formulations de transport disponibles dans la littérature, en considérant l'influence de l'hétérogénéité sédimentaire et de la houle, puis intégrés sur des périodes de temps correspondant aux cycles semi-diurne et semi-lunaire, ainsi qu'à l'échelle d'une année. Dans un second temps, la dynamique des dunes sera quantifiée (migration, modifications morphologiques), ainsi que leurs évolutions volumiques (érosion / dépôt) sur ces mêmes périodes. Enfin, les flux intégrés et les volumes mobilisés seront comparés de manière à analyser l'influence respective des agents forçants et des processus induits sur la mobilité des dunes. Une partie des résultats et des interprétations décrits dans ce chapitre ont fait l'objet de communications dans des colloques (Ferret *et al.*, 2009a; Ferret *et al.*, 2010a).

Deux campagnes océanographiques majeures ont été réalisées au large de Dieppe dans ce but : MOSAG07 et MOSAG08, respectivement en été 2007 et 2008, au cours desquelles des mesures de courantométrie et morphologiques ont été réalisées.

I. Le transport sédimentaire

Le mouvement des sédiments résulte du fait que le fond marin mobile tente, en permanence, de réajuster sa forme ou sa texture afin de mieux résister aux forces causant le mouvement (Dyer, 1986). En milieu peu profond de plate-forme, les sédiments peuvent être mis en mouvement par les courants induits par la marée, le vent ou la houle, par les vagues, ou par l'action simultanée de tous ces agents forçants. C'est ce dernier cas qui est généralement observé. Le sédiment est transporté par des processus mécaniques d'entraînement, de transport et de dépôt (Soulsby, 1997). De nombreuses études ont été menées pour améliorer notre compréhension de ces processus, que ce soit à partir de mesures *in-situ* (Li & Amos, 1998; Ogston & Sternberg, 1999; Wiberg *et al.*, 2002), grâce à des canaux benthiques (Amos *et al.*, 2004), à partir d'expérimentations en canal (Olivier, 2004), ou grâce à l'utilisation de modèles numériques (Li & Amos, 1995; Cugier, 2000; Li & Amos, 2001; Villaret, 2003; Neumeier *et al.*, 2008). Bien que ces travaux aient permis de mieux apprécier les processus physiques régissant le transport sédimentaire, la complexité des phénomènes ne permet, encore aujourd'hui, que de l'approcher de manière approximative.

L'approche adoptée pour étudier le transport sédimentaire d'un secteur dépend fortement des caractéristiques environnementales de ce dernier. Ici, le secteur étudié est caractérisé par un sédiment hétérométrique dominé par les sables (*cf.* Chapitre II, §III.1.1), ce qui va induire un transport essentiellement par charriage. Ainsi, nous allons nous intéresser dans cette partie à ce qui se rapporte à ces deux contraintes (charriage et hétérométrie sédimentaire).

I.1. Généralités

I.1.1. Les différents modes de transport

La contrainte de cisaillement de fond et la taille des particules constituent les paramètres fondamentaux qui conditionnent la mise en mouvement des sédiments (Figure III.1). L'importance respective des différents modes de transport varie principalement en fonction de ces paramètres (Dyer, 1986).

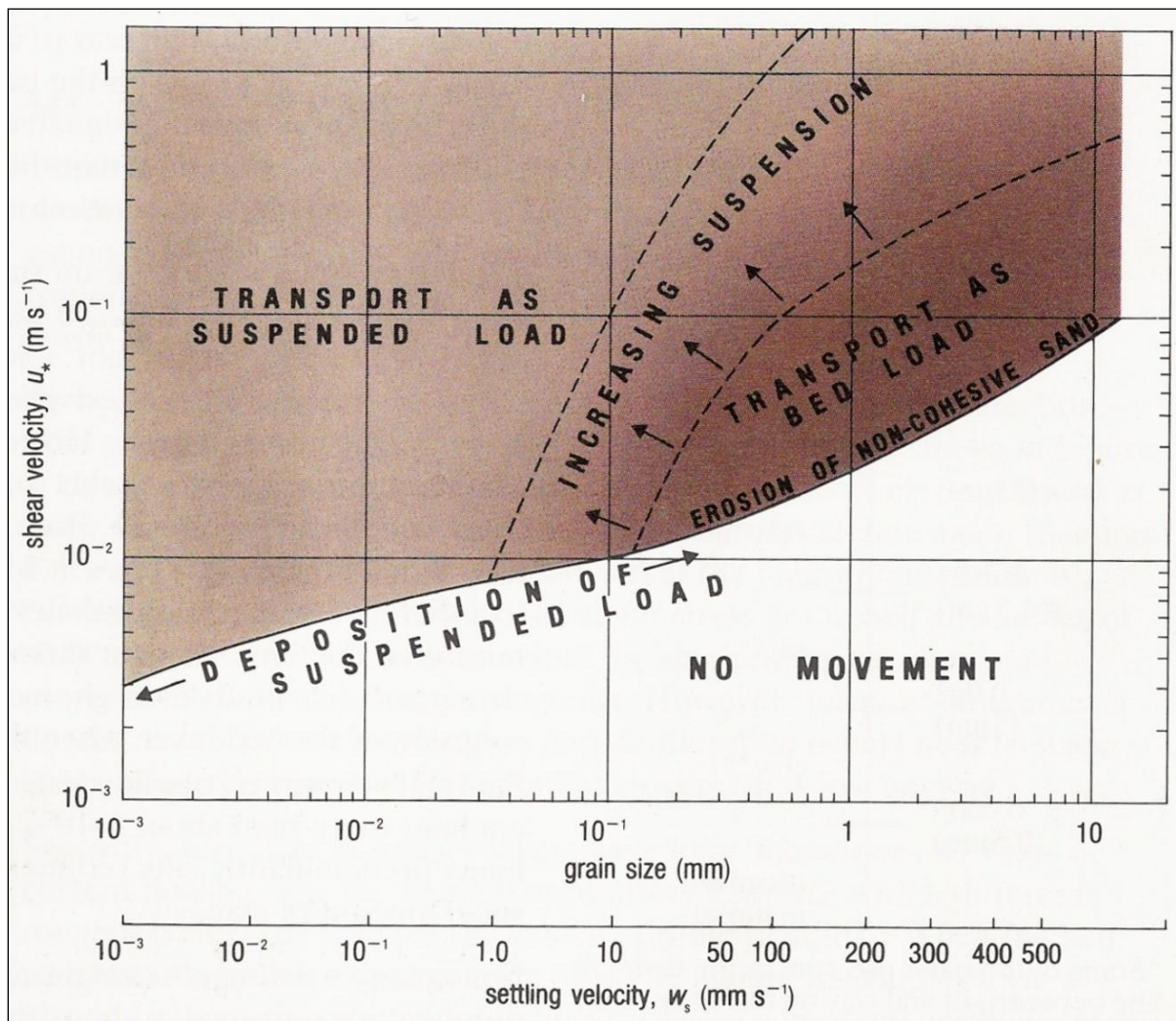


Figure III.1 : Vitesse de cisaillement au fond en fonction du diamètre des grains, déterminée à partir de mesures expérimentales (d'après Brown *et al.*, 1989).

Lorsque la contrainte de cisaillement est légèrement supérieure au seuil de mise en mouvement des sédiments (courant modéré et/ou sédiment grossier), le charriage domine. Ce mode implique un contact régulier avec le fond et peut inclure les glissements des particules aplaties telles que les débris coquilliers (Guillou, 2007). La part du charriage dans le transport total diminue rapidement avec l'augmentation de la contrainte de cisaillement, pour laisser place à la saltation. La suspension des particules sédimentaires intervient pour des contraintes de cisaillement plus importantes. Pour ce mode de transport, les particules sont rarement en contact avec le fond car la chute des grains est compensée par la diffusion vers le haut associée à la turbulence de l'écoulement. Les grains restent alors en suspension et se déplacent à la vitesse du fluide. Le transport en suspension concerne en premier lieu les particules les plus fines.

1.1.2. Les paramètres physiques clefs

Une multitude de processus physiques interviennent dans le transport sédimentaire. De nombreuses formules ont été définies pour les exprimer et ont déjà fait l'objet de synthèses dans la littérature (Dyer, 1986; Le Hir, 1996; Soulsby, 1997; Cugier, 2000). L'objectif de ce paragraphe n'est pas de faire une liste exhaustive de ces formules mais de donner les concepts de base et les formules qui sont essentiels à la compréhension des phénomènes. Deux paramètres physiques clefs interviennent : la tension de frottement et le seuil de mise en mouvement.

1.1.2.1 La tension de frottement

La tension de frottement (τ) exercée par le fluide sur le fond est un paramètre essentiel dans le calcul du transport sédimentaire car le sédiment se met en mouvement lorsque la tension de frottement seuil est atteinte. La tension de frottement sur le fond générée par le courant seul, τ_c est reliée à la vitesse de frottement par :

$$\tau_c = \rho u_*^2 \quad (\text{N.m}^2) \quad (\text{Eq. 1})$$

Avec :

u_* la vitesse de frottement sur le fond (m.s^{-1}) ;

ρ la masse volumique de l'eau (kg.m^{-3}).

En faisant l'hypothèse d'un profil vertical des vitesses logarithmique (Dyer, 1986; Soulsby, 1997), il est possible d'écrire :

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (\text{m.s}^{-1}) \quad (\text{Eq. 2})$$

Avec :

$u(z)$ la vitesse à la hauteur z (m) au-dessus du fond ;

κ la constante de Karman ($=0,4$) ;

$z_0 = k_s/30$ la longueur de rugosité (m) ;

k_s la rugosité globale du fond (m).

La longueur de rugosité z_0 dépend de la nature du fond. Dans le cas d'un fond rugueux ne présentant pas de sous-couche laminaire, la longueur de rugosité est proportionnelle à la rugosité globale du fond k_s , qui est liée à la taille des grains et/ou aux dimensions de rides éventuelles.

Généralement, on distingue dans la rugosité globale, la rugosité de peau (k_s') et la rugosité de forme (k_s'') (Van Rijn, 1993). La première, relative au grain, concerne les conditions de mise en mouvement des particules. Ici, nous avons choisi de l'évaluer selon la formulation utilisée et/ou définie par Blanpain (2009) :

$$\begin{cases} k_s' = 3D_{90} & \text{pour } D_{90} < 0,5 \text{ mm (Van Rijn, 1993)} \\ k_s' = (-158D_{90} + 3)D_{90} & \text{pour } 0,5 \text{ mm} \leq D_{90} < 10 \text{ mm (Eq. 3)} \\ k_s' = 1,5D_{90} & \text{pour } D_{90} > 10 \text{ mm} \end{cases}$$

Avec :

D_{90} le diamètre des particules pour 90% de masse cumulée de l'échantillon (m).

Le fait de ne pas considérer le D_{50} du sédiment mais le D_{90} dans cette formulation permet de considérer l'hétérogénéité sédimentaire. En effet, dans le cadre d'un mélange de grains dont la taille est variée, ce sont les particules les plus grossières qui participent majoritairement à la rugosité du fond.

La rugosité de forme rend compte de l'effet d'obstacle à l'écoulement, induit par les formes sédimentaires. Elle peut s'évaluer grâce à cette formule (Van Rijn, 1993) :

$$k_s'' = Ah_r \left(h_r / \lambda_r \right)^B \quad (\text{m}) \quad (\text{Eq. 4})$$

Avec :

h_r la hauteur des rides (m) ;

λ_r la longueur d'onde des rides (m) ;

A et B des constantes (respectivement 20 et 1 selon le modèle de van Rijn, 1982).

La connaissance des dimensions des rides se révèle souvent problématique en raison : (1) de leur adaptation permanente aux conditions hydrodynamiques (De Linares, 2007) et (2) de leurs faibles dimensions qui ne permettent souvent pas de les mettre en évidence avec les méthodes géophysiques classiques. Ainsi, les paramètres morphologiques des rides sont généralement calculés à l'aide de modèles empiriques tels que celui proposé par Yalin (1985, *in Chapalain et al., 1993*) :

$$\lambda_r = 1000D_{50} \quad (\text{m}) \quad (\text{Eq. 5})$$

$$h_r = 100D_{50} \quad (\text{m}). \quad (\text{Eq. 6})$$

Finalement, en combinant les équations 1 et 2, et en intégrant sur la hauteur d'eau totale h (m), la contrainte de cisaillement liée au courant seul peut s'écrire :

$$\tau_c = \rho \left(\frac{\kappa \bar{u}}{\ln(h/ez_0)} \right)^2 \quad (\text{N.m}^{-2}) \quad (\text{Eq. 7})$$

Avec :

$$e = 2,7183 ;$$

\bar{u} la vitesse moyennée sur la verticale.

En domaine proche côtier, il est nécessaire d'intégrer les effets de la houle sur la remobilisation des sédiments en ajoutant la tension de frottement liée à la houle à celle induite par le seul courant (Eq. 7). La contrainte de cisaillement maximale générée par la houle seule, τ_w , est donnée par la formule :

$$\tau_w = \frac{1}{2} \rho f_w U_b^2 \quad (\text{N.m}^{-2}) \quad (\text{Eq. 8})$$

Avec :

U_b la vitesse orbitale de houle (m.s^{-1}) ;

$$f_w = 1.39 \left(\frac{A}{z_0} \right)^{-0.52} \quad \text{le facteur de frottement de houle (Soulsby et al., 1993) ;}$$

$$A = \frac{T_{\text{hou}} U_b}{2\pi} \quad \text{l'amplitude du mouvement orbital près du fond (m).}$$

La vitesse orbitale de la houle U_b est calculée en fonction de la hauteur de la houle H_{hou} (m), de sa longueur d'onde L_{hou} (m), de sa période T_{hou} (s) et de la profondeur h :

$$U_b = \frac{\pi H_{\text{hou}}}{T_{\text{hou}} sh\left(2\pi h/L_{\text{hou}}\right)} \quad . (\text{m.s}^{-1}) \quad (\text{Eq. 9})$$

L'action combinée de la houle et des courants sur le fond marin est particulièrement efficace sur le plan de la dynamique sédimentaire, mais elle est également très complexe à définir du fait de la non-linéarité des interactions entre houle et courants. Ainsi, dans un environnement mixte soumis à la fois aux courants et à la houle, les caractéristiques de ces deux forçages (période et hauteur pour la houle, profil des vitesses pour le courant) peuvent être modifiées de façon non négligeable.

Différents modèles sont proposés dans la littérature pour calculer les contraintes de frottement sous l'action combinée de ces deux agents forçant. Ainsi, des variables adimensionnelles sont introduites et paramétrées en suivant la méthode de Soulsby (1997) et en utilisant de nombreuses constantes résultant de l'ajustement des modèles numériques.

A ces coefficients s'ajoute un paramètre clef qui est l'angle entre la propagation de la houle et la direction du courant. En effet, il est évident que si la houle se propage dans la même direction que le courant, ou dans des directions opposées, cela ne va pas avoir le même impact sur l'hydrodynamisme. Quand la houle se propage contre le courant, les pentes des vagues sont plus abruptes jusqu'à pouvoir déferler. Au contraire, lorsque le courant et la houle se propagent dans la même direction, la longueur d'onde augmente et la hauteur diminue. Si la houle est assez puissante, le profil des vitesses va être modifié jusqu'au fond (Figure III.2). La tension de cisaillement subie par le lit sédimentaire est donc une composition des contraintes dues aux courants tidaux et à la houle. Soulsby (1997) estime ainsi que la contrainte maximale générée peut être jusqu'à 10 % supérieure ou 20 % inférieure à la simple somme des deux contraintes en fonction de l'angle houle – courant.

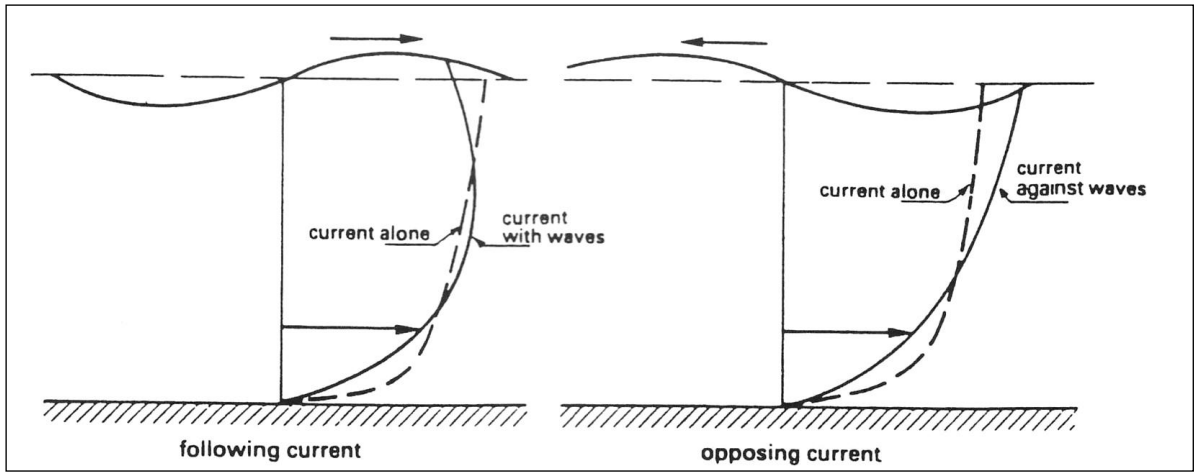


Figure III.2 : Influence des vagues sur le profil de courants (Van Rijn, 1993).

Soulsby (1997) a proposé une expression de la contrainte moyenne et maximale générée par la houle et le courant en fonction de leur direction respective (sur une période de houle) :

$$\tau_{moy} = \tau_c \left[1 + 1.2 \left(\frac{\tau_w}{\tau_c + \tau_w} \right)^{3.2} \right] \quad (\text{N.m}^{-2}) \quad (\text{Eq. 10})$$

$$\tau_{max} = \left[\left(\tau_{moy} + \tau_w |\cos \varphi| \right)^2 + (\tau_w \sin \varphi)^2 \right]^{0.5} \quad (\text{Eq. 11})$$

Avec :

φ l'angle formé entre la direction de la houle et la direction du courant.

1.1.2.2 Le seuil de mise en mouvement

Le seuil de mise en mouvement représente la tension critique à partir de laquelle les grains vont commencer à se déplacer. Shields (1936, *in Cugier, 2000*) a défini un paramètre adimensionnel θ représentant la contrainte sur le fond :

$$\theta = \frac{u_*^2}{(s-1)gD_{50}} \quad (\text{Eq. 12})$$

Avec :

g la gravité ($9,81\text{m.s}^{-2}$) ;

s la densité relative du sédiment ($s = \rho_s/\rho$ (ρ_s avec la masse volumique des grains)).

Le seuil de mise en mouvement est donné sous forme d'une valeur critique θ_{cr} fonction de D_* (diamètre adimensionnel) :

$$D_* = d \left[\frac{g(s-1)}{\nu^2} \right]^{1/3} \quad (\text{Eq. 13})$$

Avec :

ν la viscosité cinématique de l'eau ($\approx 10^{-6} \text{m}^2.\text{s}^{-1}$).

La relation entre θ_{cr} et D_* obtenue à partir de nombreuses expérimentations, pour des courants réguliers, est illustrée par le diagramme de Shields (Figure III.3).

Une expression algébrique permettant de corriger la courbe de Shields pour les grains de petite taille a été proposée par Soulsby & Whitehouse (1997):

$$\theta_{cr} = \frac{0.3}{1+1.2D_*} + 0.055[1 - \exp(-0.02D_*)] \quad (\text{Eq. 14})$$

Ainsi, il est possible de déterminer la vitesse critique u_{*cr} à partir de laquelle le sédiment se met en mouvement :

$$u_{*cr} = \sqrt{\theta_{cr}(s-1)gD_{50}} \quad (\text{Eq. 15})$$

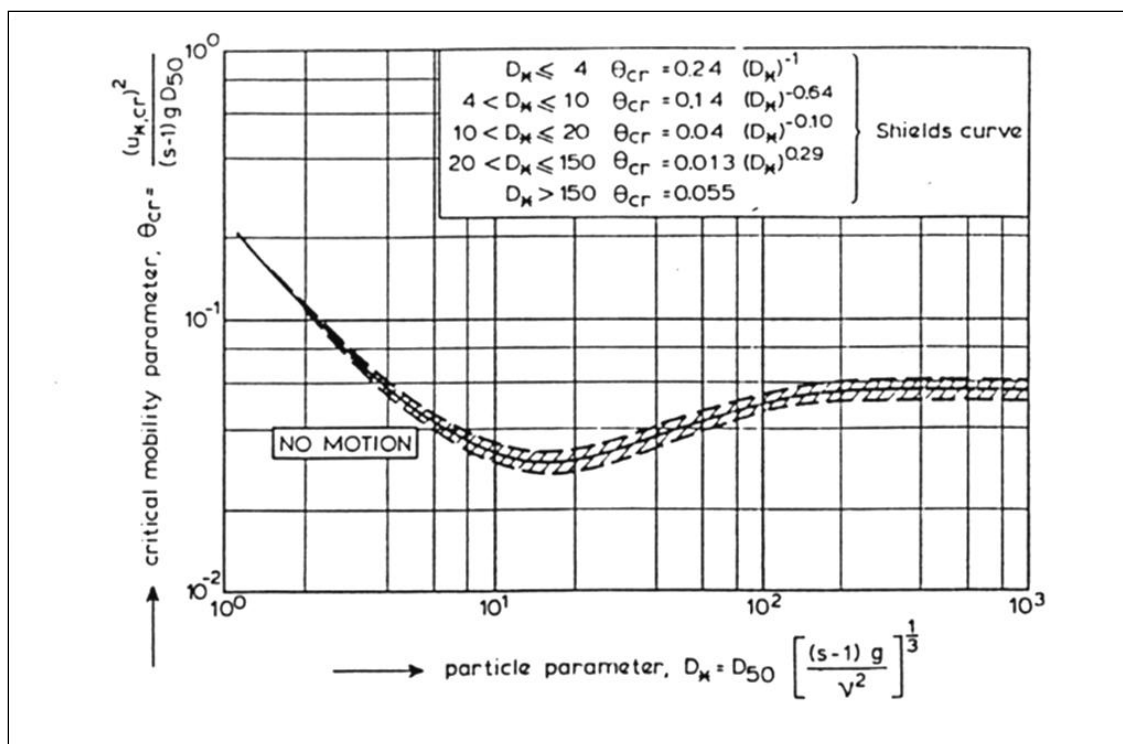


Figure III.3 : Seuil de mise en mouvement des sédiments. Abaque de Shields.

1.1.2.3 Cas particulier du sédiment hétérométrique

Dans le cas d'un mélange dont la granulométrie est hétérogène, ce qui est caractéristique en Manche, la détermination du seuil de mise en mouvement se complique. L'agencement des grains va influencer la contrainte seuil de mise en mouvement : le mouvement peut être gêné si le grain est masqué, ou favorisé s'il est exposé (Figure III.4).

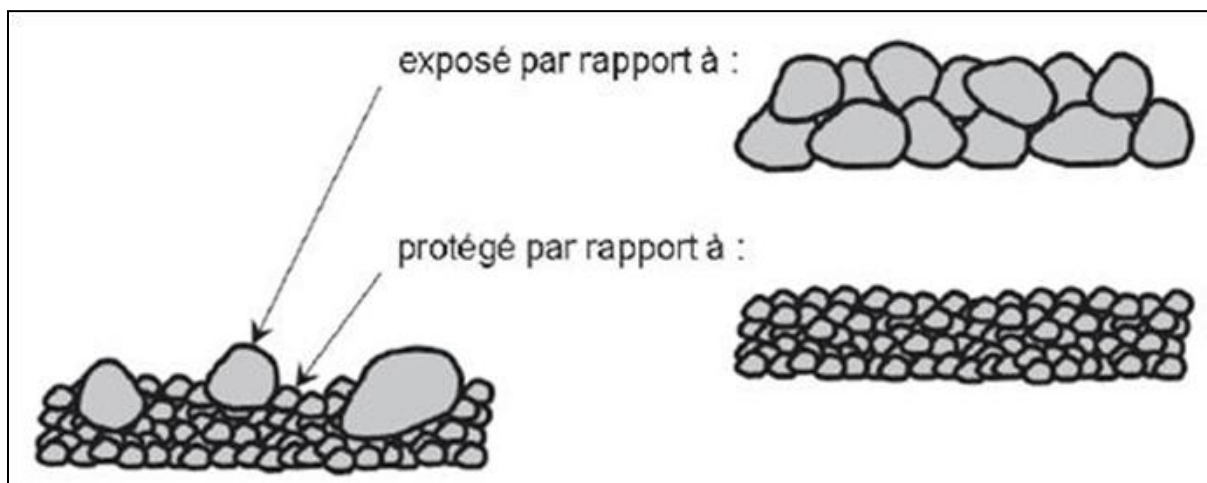


Figure III.4 : Illustration schématique des phénomènes de masquage et d'exposition (De Linares, 2007).

Les plus gros grains du mélange opposeront une surface plus importante à l'écoulement que s'ils étaient les seuls représentés sur le fond. Inversement, les plus petits grains seront abrités par la présence de particules plus grossières. Ce phénomène est connu sous le nom de « masquage-exposition ». Cet effet a donc tendance à contrebalancer la différence de mobilité qui existe entre des grains de taille différente : le transport des gros grains est favorisé alors que celui des grains plus petits est gêné. Ainsi, le transport est rendu moins sélectif.

Des formulations ont été développées dans le but de décrire les interactions qui peuvent se produire entre des grains de tailles différentes. Généralement, sont introduits : i) le coefficient de masquage-exposition pour traduire l'efficacité du forçage à mettre des grains de différentes tailles en mouvement, et ii) le coefficient d'entrave (Kleinhans & Van Rijn, 2002), pour traduire la perte d'efficacité du transport des grains fins lorsqu'ils sont en mouvement sur un fond comprenant des particules immobiles (uniquement lorsque le transport se fait par charriage).

L'hétérogénéité sédimentaire peut également être considérée en intégrant le D_{90} du sédiment dans le calcul de z_0 (Eq. 3) afin d'estimer une rugosité du fond plus réaliste car ce sont les gros grains contenus dans le mélange sédimentaire qui y participent le plus.

1.1.3. Définitions et choix des formules de transport sédimentaire

Les formules de transport fournissent les capacités de transport du fluide à partir des paramètres instantanés locaux tels que la vitesse du fluide, le diamètre des grains, la densité, *etc.* Elles donnent en général le transport potentiel dans un écoulement uniforme, c'est-à-dire le transport à l'équilibre (Le Hir, 1996). Le taux de transport sédimentaire solide correspond à un flux de matière (charrié ou en suspension) par unité de largeur et par unité de temps (Figure III.5).

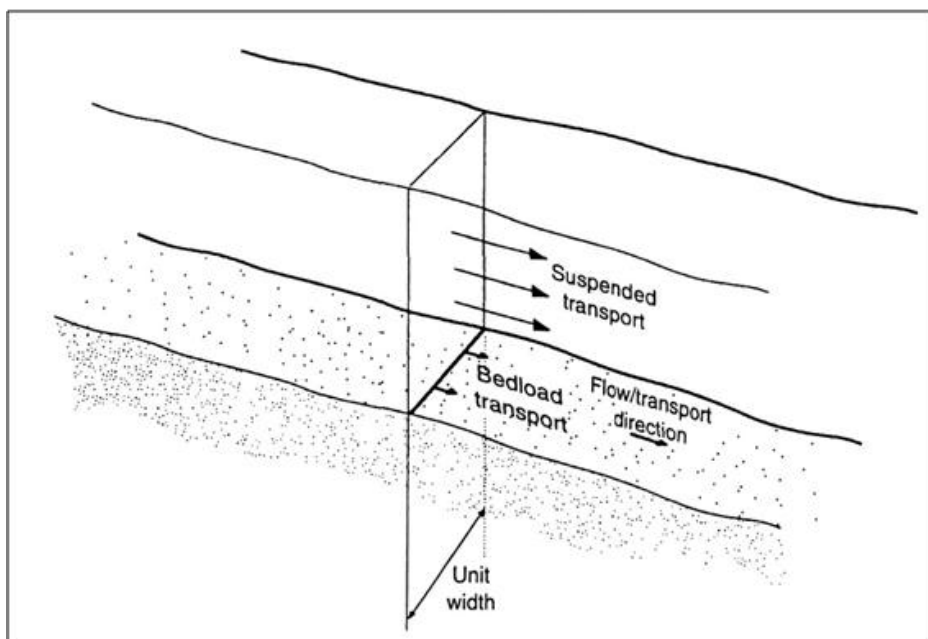


Figure III.5 : Schéma définissant le taux de transport sédimentaire (Soulsby, 1997).

Les formules utilisées pour calculer le transport de sédiment peuvent être empiriques, semi-empiriques ou théoriques. Toutes ces approches nécessitent une calibration de certains de leurs paramètres à partir de mesures. Elles sont donc directement dépendantes de la qualité des données et des conditions hydro-sédimentaires dans lesquelles ces dernières ont été acquises. Ainsi, le choix des formules de transport utilisé doit se faire en considérant les conditions environnementales du milieu étudié afin qu'elles y soient adaptées. Certaines formules sont plus adaptées à des environnements soumis aux houles, d'autres à des courants unidirectionnels stationnaires ; certaines sont valables sur fond plat, d'autres sur fond ridé ; certaines formules ne considèrent que le charriage, d'autres décomposent le transport total en un transport par charriage et un transport en suspension (Engelund & Hansen, 1967 ; Bagnold, 1963) ; *etc.* De plus, il est important de rappeler que toutes ces formules possèdent une gamme de validité granulométrique limitée à l'étendue de la taille des grains qui a permis leur calibration.

Par conséquent, il existe, dans la littérature, de nombreuses formules permettant d'évaluer le transport solide. Plusieurs auteurs ont comparé ces formules (Camenen & Larroudé, 2000; Cugier, 2000; van der Scheer *et al.*, 2002; Villaret, 2003; Olivier, 2004) et montrent qu'elles possèdent généralement un comportement similaire face aux courants mais que les résultats obtenus varient d'un facteur allant de 1 à 10 (voire plus encore) selon la formule utilisée.

Pour la plupart de ces formules de transport, le fond sédimentaire est caractérisé par la taille du grain moyen, elles s'appliquent donc de façon plus réaliste à un fond uniforme. Or, dans la nature, et particulièrement en Manche, ceci est rarement le cas. Le sédiment est hétérométrique et correspond à des mélanges de grains de tailles variées. Ainsi, les formules de capacité de transport écrites pour une granulométrie uniforme ont régulièrement été adaptées pour être applicables sur un sédiment hétérométrique. Cette adaptation peut se faire de façon plus ou moins complexe (Blanpain, 2009) mais débute toujours par la discrétisation de la courbe granulométrique en plusieurs classes i , définies par une proportion β_i de présence dans le mélange et un diamètre représentatif D_i . Ce type d'approche a été utilisé pour la première fois par Einstein (1950) pour le calcul du transport solide.

Outre le fait de prédire le transport d'un sédiment hétérogène de façon plus réaliste, travailler en granulométrie étendue permet également, de manière relativement simple, de traduire la disponibilité en sédiment : à chaque pas de temps de calcul, le fluide ne pourra pas entraîner plus de grains d'une certaine classe que ceux présents dans l'échantillon. Néanmoins, aucune couche active de sédiment n'a été définie dans cette étude, ce qui induit un disponible sédimentaire caractérisé par l'intégration de la proportion de chaque classe granulométrique et considéré comme « inépuisable » à l'échelle des chroniques de mesures.

1.1.3.1 Choix des formules

Dans cette étude sur les dunes sous-marines, nous avons choisi de nous focaliser uniquement sur le charriage car leur dynamique est contrôlée quasi exclusivement par ce mode de transport. De plus, du fait de la granulométrie de la zone d'étude (sable moyen à grossier), ce mode de transport agit sur des volumes sédimentaires plus importants que les autres modes de transport. Nous nous sommes principalement concentrés sur 4 formules de transport adaptées à notre environnement : Yalin (1963), Van Rijn (1984), Wu *et al.* (2000) et Wilcock & Crowe (2003).

- Olivier (2004), en se basant sur des expérimentations en canal, considère que la formulation proposée par **Yalin (1963)** représente bien le transport des classes sédimentaires caractéristiques de la Manche. Selon Li & Amos (1995), cette formule ne peut être utilisée que pour du sédiment dont les grains ont une taille supérieure à 0,2 mm, ce qui convient à notre zone d'étude.

- Nous avons également choisi de considérer la formulation de **Van Rijn (1984)** car elle est largement utilisée par les sédimentologues (Le Bot, 2001), ce qui permettra de comparer les valeurs de flux obtenues dans cette étude avec celles d'autres études sédimentologiques. De plus, cette formule avait également été sélectionnée par Cugier (2000) suite à l'étude comparative de Grochowski *et al.* (1993) dans le détroit du Pas-de-Calais.

- Blanpain (2009), en se basant sur les conclusions d'une comparaison de dix-sept formulations en termes de domaine de validité, de comportement et de prédiction de transport (Van der Scheer *et al.*, 2002), a sélectionné les formules de **Wu *et al.* (2000)** et **Wilcock & Crowe (2003)** pour leurs bonnes adéquations aux mesures qu'il a réalisé dans le Golfe Normand-Breton grâce au système DySPI (Blanpain *et al.*, 2009). La zone étudiée ici étant caractérisée par des conditions hydrodynamiques et des granulométries similaires, l'emploi de ces formulations est donc justifié.

Ces formules ont toutes été utilisées en granulométrie étendue, et leur expressions sont données ci-après. Les calculs de flux ont été effectués par Olivier Blanpain à partir des formules utilisées et améliorées dans le cadre de sa thèse (Blanpain, 2009).

1.1.3.2 Yalin (1963)

La formulation proposée par Yalin (1963) est valable pour un écoulement rugueux sur fond plat. La granulométrie s'étend de 0,2 mm à 4 cm. Pour cette formulation, le taux de transport instantané par charriage sous l'action combinée du courant tidal et de la houle est calculé ainsi :

$$Q_{char,i} = \beta_i \cdot \frac{0,5 \cdot U \cdot (\tau - \xi \cdot \tau_{cr,i})}{\rho_e (s-1) g} \quad (\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}) \quad (\text{Eq. 16})$$

Avec :

$Q_{char,i}$ le débit solide de la classe i ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) ;

- U la vitesse horizontale moyenne du courant (m.s^{-1}) ;
 τ la contrainte de frottement de peau (N.m^{-2}) ;
 $\tau_{cr,i} = \theta_{cr,i} \cdot D_i \cdot (\rho_s - \rho_e) \cdot g$ la contrainte de frottement critique (N.m^{-2}) ;
 $\theta_{cr,i}$ la contrainte sur le fond estimée selon Shields ;
 ξ le coefficient de masquage–exposition ;
 g l'accélération de la pesanteur (m.s^{-2}) ;
 s densité du sédiment ($s = \rho_s / \rho_e$)
 ρ_s la masse volumique des grains (kg.m^{-3}) ;
 ρ_e la masse volumique de l'eau (kg.m^{-3}) ;
 β_i la proportion de la classe i dans la couche de surface ;
 D_i la taille moyenne des grains de la fraction i .

La valeur du coefficient de masquage–exposition est identique pour toutes les classes et calibrée comme étant égal à 1 dans cette étude dans le but de ne pas prendre en compte ce phénomène avec cette formule et pouvoir comparer nos résultats avec des études plus anciennes qui sont classiquement en granulométrie uniforme.

1.1.3.3 Van Rijn (1984)

La formulation de Van Rijn (1984) a été établie pour une granulométrie uniforme avec un diamètre médian D_{50} compris entre 200 et 2000 μm .

Kleinhans et Van Rijn (2002) proposent quelques adaptations afin de traduire les interactions entre les grains :

$$Q_{char,i} = \beta_i \cdot D_i^{1,5} \cdot \sqrt{(s-1)g} \cdot \begin{cases} 0,053 \cdot Tr_i^{2,1} \cdot D_{50}^{*-0,3} & \text{pour } Tr < 3 \\ 0,1 \cdot Tr_i^{1,5} \cdot D_{50}^{*-0,3} & \text{pour } Tr \geq 3 \end{cases} \quad (\text{Eq. 17})$$

Avec :

$$Tr_i = \frac{\theta_i - \xi_i \theta_{cr,50}}{\theta_{cr,i}} \quad \text{l'excès de contrainte de frottement normalisé ;}$$

D_{50}^* le diamètre de grain adimensionnel (Eq. 13);

ν la viscosité cinématique du fluide en $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$.

Le paramètre de mobilité critique est estimé d'après la paramétrisation de la courbe définie par Shields (Van Rijn, 1984) :

$$\theta_{cr} = \begin{cases} 0,24 \cdot D^{*-1} & \text{pour } D^* \leq 4 \\ 0,14 \cdot D^{*-0,64} & \text{pour } 4 < D^* \leq 10 \\ 0,04 \cdot D^{*-0,1} & \text{pour } 10 < D^* \leq 20 \\ 0,013 \cdot D^{*0,29} & \text{pour } 20 < D^* \leq 150 \\ 0,055 & \text{pour } D^* > 150 \end{cases}$$

Le coefficient de masquage–exposition est utilisé comme étant égal à 1 dans cette étude dans le but de ne pas prendre en compte ce phénomène avec cette formule.

1.1.3.4 Wu et al. (2000)

La formule de Wu et al. (2000) différencie le transport par charriage du transport en suspension. Seule la formulation du transport par charriage est décrite dans ce paragraphe. Elle est inspirée de la formulation de Meyer-Peter & Müller (1948) et a été calibrée sur un nombre conséquent de données issues d'expérimentations en canal et de données acquises en rivières. Son domaine de validité est ainsi particulièrement étendu, que ce soit en terme de granulométrie (D_{50} compris entre 0,2 mm et 50 mm) ou d'intensité de forçage (paramètre de mobilité de Shields θ_{50} compris entre 0,009 et 4,076). La particularité de cette formulation tient dans l'intégration d'un coefficient de masquage–exposition exprimé de manière probabiliste : le coefficient est le rapport des probabilités d'exposition et de masquage de chaque grain en considérant que la surface d'exposition d'un grain a une distribution normale. La formule a été adaptée pour être exprimée directement en fonction de la contrainte de frottement de peau :

$$Q_{char,i} = \beta_i \cdot 0,0053 \cdot \left[\frac{\tau}{\tau_{cr,i}} - 1 \right]^{2,2} \cdot \sqrt{\left(\frac{\rho_s}{\rho_e} - 1 \right) \cdot g \cdot D_i^3} \quad (\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}) \quad (\text{Eq. 18})$$

Avec :

$$\tau_{cr,i} = (\rho_s - \rho_e) \cdot g \cdot D_i \cdot \theta_{cr} \cdot \xi_i \quad \text{la contrainte de frottement critique (N.m}^{-2}\text{)};$$

$$\xi_i = \left(\frac{p_{e,i}}{p_{m,i}} \right)^{-0,6} \quad \text{le coefficient de masquage–exposition ;}$$

$$p_{e,i} = \sum_{j=1}^N \beta_j \frac{D_i}{D_i + D_j} \quad \text{la probabilité d'exposition ;}$$

$$p_{m,i} = \sum_{j=1}^N \beta_j \frac{D_j}{D_i + D_j} \quad \text{la probabilité de masquage ;}$$

$$\theta_{cr} = 0,03 \quad \text{le paramètre de mobilité critique ;}$$

$$\beta_i; \beta_j \quad \text{la proportion de la classe } i \text{ (ou } j\text{) dans la couche de surface ;}$$

$$D_i; D_j \quad \text{la taille moyenne des grains de la fraction } i \text{ (ou } j\text{)}.$$

Le paramètre de mobilité critique est pris constant pour toutes les classes de particules ; le coefficient de masquage-exposition est donc primordial et essentiel pour permettre de distinguer la mise en mouvement des différentes classes d'un mélange.

1.1.3.5 Wilcock et Crowe (2003)

La formulation de Wilcock et Crowe (2003) est basée sur des études de transport partiel de mélanges sables/graviers réalisées en canal à courant (Wilcock & Mc Ardell, 1993; Wilcock *et al.*, 2001). Le D_{50} de chaque mélange est contenu dans un intervalle réduit compris entre 4,5 mm et 10,2 mm, les valeurs du paramètre de mobilité de Shields investiguées sont faibles ($< 0,2$). Le débit solide et la composition granulométrique du transport ont été mesurés à la fin de chaque test. Ces expérimentations ont fait ressortir l'influence de la teneur en sable dans la couche de surface sur le comportement dynamique du mélange (Wilcock & Kenworthy, 2002).

Cette formulation a la particularité de ne pas faire apparaître de seuil de mise en mouvement : un débit solide très faible est calculé même pour $\tau < \tau_{cr,i}$.

La formulation ayant été calibrée spécifiquement pour évaluer le transport d'un mélange de sables et de graviers, l'application d'un coefficient d'entrave n'est pas justifiée.

$$Q_{char,i} = \beta_i \times \frac{u_*^3}{((\rho_s / \rho_e) - 1) \cdot g} \times \begin{cases} 0,002 \cdot T_i^{7,5} & \text{pour } T_i < 1,35 \\ 14 \cdot \left(1 - \frac{0,894}{T_i^{0,5}}\right)^{4,5} & \text{pour } T_i \geq 1,35 \end{cases}$$

Avec :

u_* la vitesse de frottement en m.s^{-1} ;

$T_i = \frac{\tau}{\tau_{cr,i}}$ le rapport entre la contrainte de peau et la contrainte critique.

La contrainte de frottement critique de la classe i est une modulation (par le biais d'un coefficient de masquage-exposition ξ_i) de la contrainte seuil du diamètre médian du mélange (D_{50}). Suivant les observations de Wilcock et Kenworthy (2002), celle-ci est estimée en fonction de la proportion de sable β_{sable} contenue dans la couche active et non selon la paramétrisation classique proposée par Shields :

$$\tau_{cr,i} = \tau_{cr,50} \cdot \xi_i \quad \text{avec} \quad \xi_i = \left(\frac{D_i}{D_{50}}\right)^B \quad \text{et} \quad B = \frac{0,67}{1 + \exp\left(1,5 - \frac{D_i}{D_{50}}\right)}$$

$$\tau_{cr,50} = \theta_{cr,50} \cdot D_{50} \cdot (\rho_s - \rho_e) \cdot g$$

$$\theta_{cr,50} = 0,021 + 0,015 \cdot \exp(-20 \cdot \beta_{sable})$$

1.1.4. Comparaison des différentes formulations retenues.

En se basant sur les résultats décrits dans la littérature, nous avons choisi d'utiliser 4 formules de transport sédimentaire par charriage car elles semblaient pertinentes au regard des caractéristiques sédimentaires et hydrodynamiques de la zone d'étude (*cf.* Chapitre III, §I.1.3.1) : Yalin (1963), Van Rijn (1984), Wu *et al.* (2000) et Wilcock & Crowe (2003). Ici, nous nous proposons de réaliser une comparaison des résultats en fonction de la formulation considérée (Figure III.6). Dans cette comparaison, seule l'intensité des flux est analysée : la direction des flux n'a pas été considérée, car elle est identique pour toutes les formulations étant donné qu'elle correspond à la direction de l'écoulement. Pour les formules de Van Rijn (1984) et de Yalin (1963), le coefficient d'exposition-masquage est pris comme étant égal à 1 dans le but de pouvoir comparer les résultats obtenus avec la littérature.

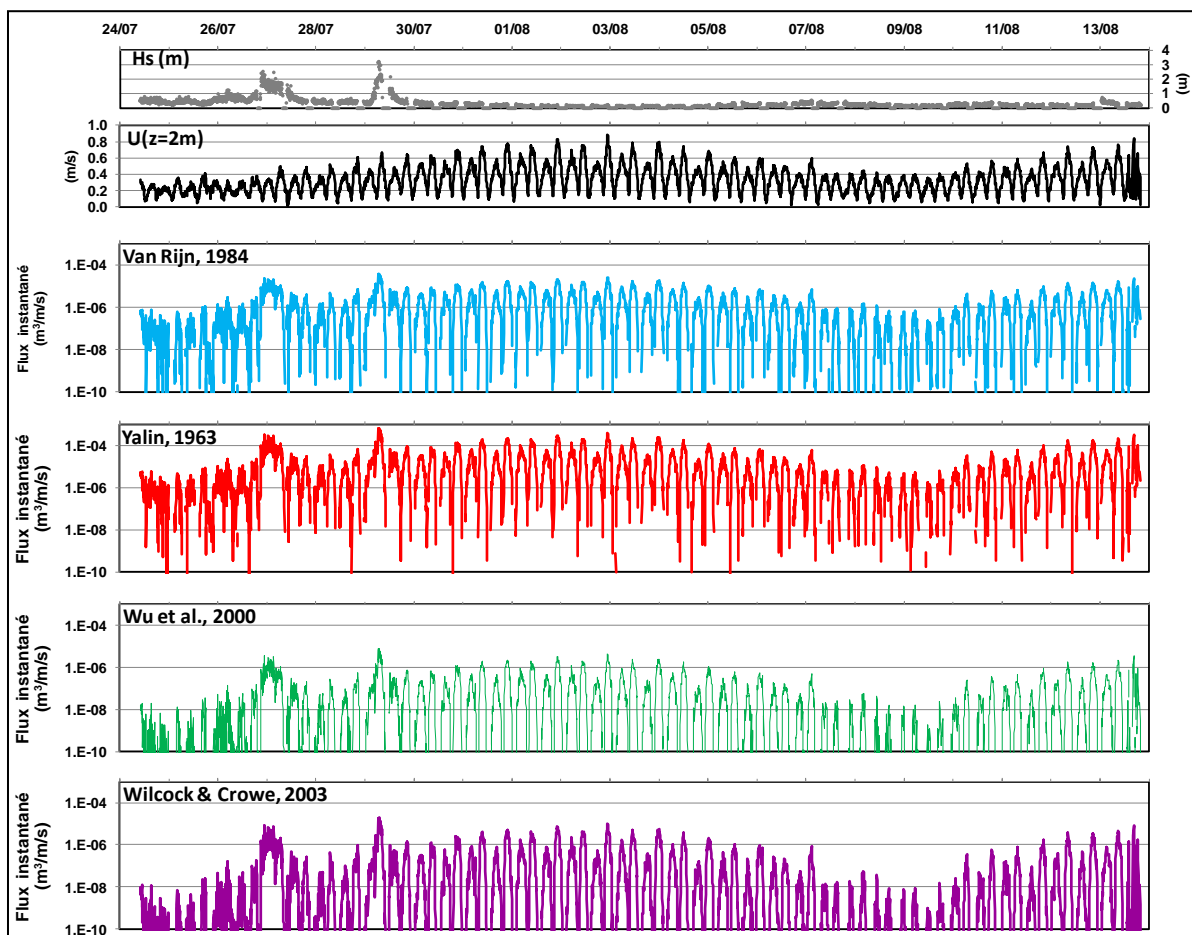


Figure III.6 : Comparaison des flux sédimentaires calculés à partir des mesures hydrodynamiques acquises par le courantomètre C2 (secteur Est, MOSAG07) en fonction de la formulation utilisée (Van Rijn, 1984; Yalin, 1963 ; Wu *et al.*, 2000 ; Wilcock & Crowe, 2003).

Les formulations de Van Rijn (1984) et Yalin (1963) n'intègrent pas de coefficient d'exposition-masquage. Les valeurs de flux correspondent aux flux totaux, soit ceux intégrant l'ensemble des classes granulométriques.

Toutes les formules montrent les mêmes grandes tendances. Les variations de flux sédimentaires sont fortement liées à l'évolution du forçage exercé par la marée : les flux sont maximaux lors de marées de Vives-Eaux et minimum lors des marées de Mortes-Eaux ; en cas de forçage tidal seul, les flux observés lors du flot sont supérieurs à ceux induit par le jusant, et cela, quel que soit le coefficient de marée considéré. De plus, les épisodes de houle forte à modérée induisent bien, pour toutes les formules testées, une importante augmentation des flux (Ex : 27 et 29 juillet 2007, Figure III.6).

Les principales différences entre les résultats de ces 4 formules concernent les volumes sédimentaires estimés. Les formules de Wu *et al.* (2000) et Wilcock & Crowe (2003) donnent des valeurs de flux sédimentaires instantanés relativement similaires, qui sont beaucoup plus faibles que celles des formulations de Yalin (1963) et Van Rijn (1984), respectivement d'un facteur d'environ 100 et 10. Ces différences sont très marquées lors des conditions de VE. Ceci est vraisemblablement dû au fait que les formules les plus récentes intègrent un coefficient d'exposition-masquage et ont été pensées pour de la granulométrie étendue. Néanmoins, ne disposant pas de données relatives à des mesures de flux réalisés *in situ*, il est délicat de déterminer quelle formule est la plus réaliste.

Aux vues de ces résultats, nous avons décidé de ne pas montrer les résultats des calculs de toutes les formules utilisées : seule la formulation de Wu *et al.* (2000) sera présentée dans la suite de ce document car elle a été pensée pour une granulométrie étendue et qu'elle semble la plus appropriée pour ce type d'environnement sédimentaire (*cf.* Chapitre III, §I.1.3.1).

Les résultats relatifs aux autres formulations ont néanmoins été conservés dans le but d'avoir une « base de données » de flux pour différentes formules, dans l'optique de potentielles futures comparaisons. Ces derniers sont disponibles en annexes.

I.2. Tests de sensibilité

Du fait de la multitude des phénomènes influençant la dynamique sédimentaire, il est nécessaire d'identifier les paramètres jouant un rôle prépondérant afin de les considérer le mieux possible par la suite. Ici, nous nous proposons de tester quelques uns des paramètres dans le but de déterminer leur influence réelle sur les calculs de flux sédimentaires. De plus, ces tests devraient permettre d'identifier les limites des calculs effectués.

I.2.1. Influence de la granulométrie

Nous avons effectué un test à partir du sédiment prélevé au niveau du courantomètre C1 dans le but d'identifier l'effet induit par la discrétisation de la courbe granulométrique sur les calculs de flux sédimentaires et ainsi déterminer l'approche la plus pertinente à considérer par la suite. Cet échantillon sédimentaire est caractérisé par un D_{50} égal à 1,043mm, ce qui le classe donc dans les sables grossiers. Néanmoins, lorsque nous décomposons sa courbe granulométrique (Figure III.7),

nous notons que ce sédiment est plurimodal : il présente un mode dominant dans les sables fins à moyen (0,315mm), un mode dans les sables grossiers (1,25mm) et un mode important dans les graviers (6,3mm).

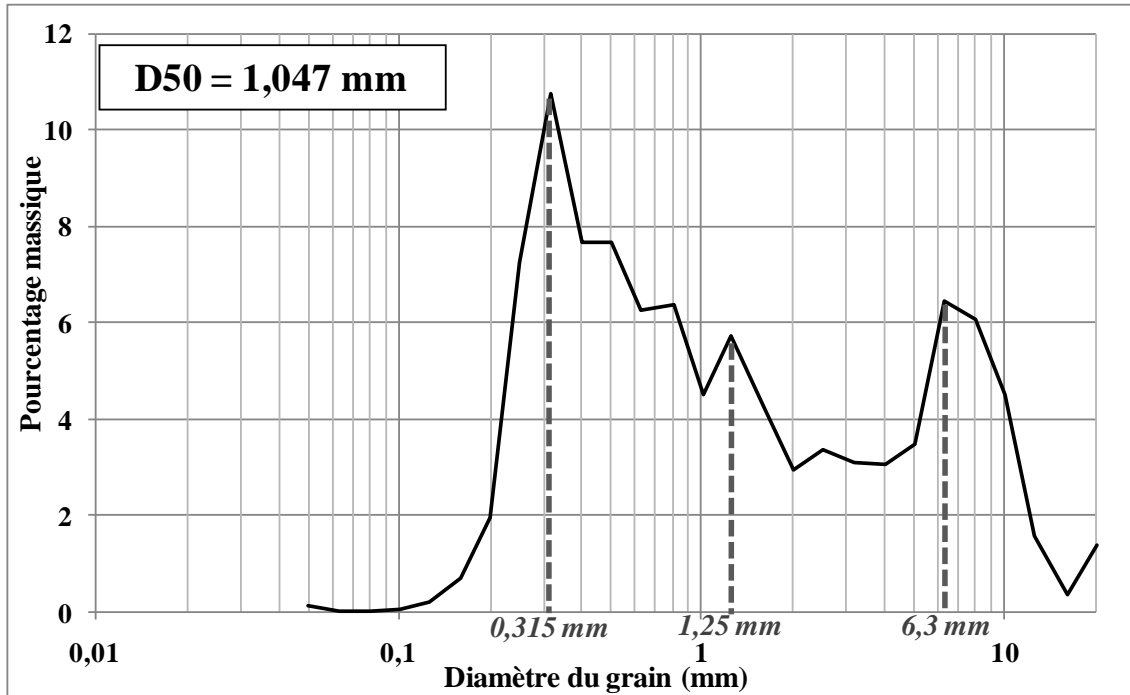


Figure III.7 : Courbe granulométrique du sédiment présent au niveau du courantmètre C1 (MOSAG07, Localisation en Figure III.11) et identification de ses modes granulométriques.

Nous avons calculé les flux sédimentaires instantanés en considérant le D_{50} du sédiment du courantmètre C1 ($D_{50} = 1,047$ mm), puis en considérant chacun de ses modes, sur des cycles semi-diurnes de mortes – eaux (Coeff. 50), de marée moyenne (Coeff. 68) et de vives – eaux (Coeff. 93) (Figure III.8). Pour chacune de ces conditions, le vent n'était pas important et n'induisait pas de forte houle ($H_s < 0,5$ m) : nous considérons donc que le seul forçage est celui induit par les courants de marée.

La formule utilisée pour ce calcul est celle de Van Rijn (1984). Le sédiment est considéré comme homogène pour chaque calcul de flux instantané réalisé ici : chaque mode identifié et analysé (0,315 mm, 1,25 mm et 6,3 mm) est traité comme étant un échantillon dont la granulométrie est uniforme. L'hétérogénéité du sédiment est uniquement prise en compte dans le calcul de la rugosité du fond en intégrant le D_{90} du sédiment dans le calcul de z_0 (cf. Eq. 3).

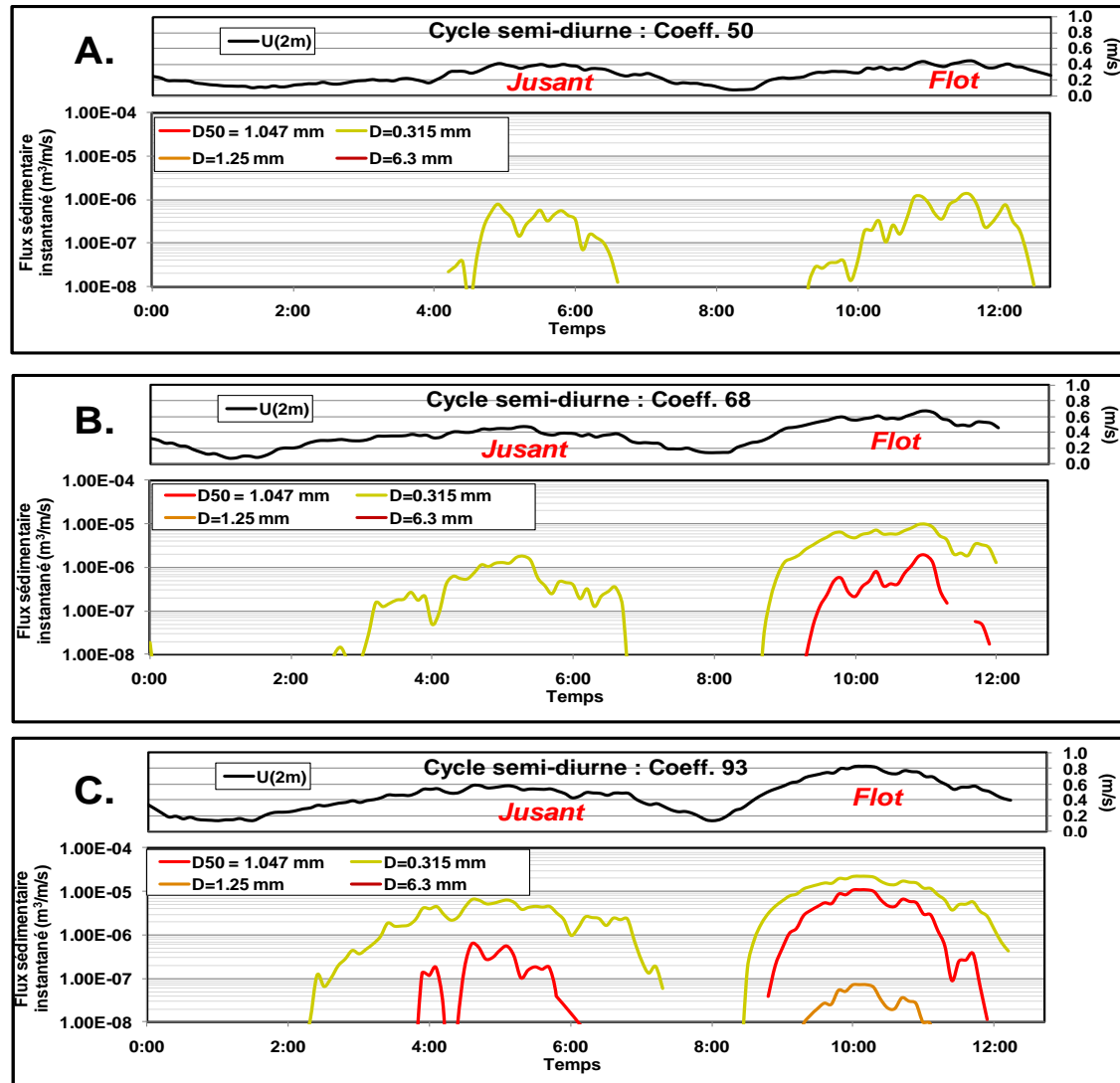


Figure III.8 : Flux sédimentaires instantanés calculés en considérant le D50 du sédiment du courantmètre C1 (Figure III.11) et chacun de ses modes, sur un cycle semi-diurne de : A. ME (Coeff. 50) ; B. marée moyenne (Coeff. 68) ; C. VE (Coeff. 93)
La formule de transport utilisée est celle de Van Rijn (1984).

Nous remarquons que lors de la marée morte – eau (Figure III.8 -A.), les pointes de vitesses atteintes lors du flot ou du jusant permettent uniquement le transport de la fraction fine du sédiment : seul le mode à 0,315 mm présente un flux instantané. Dans ces conditions, le sédiment représenté par son D₅₀ (D₅₀ = 1,047 mm) ne se met pas en mouvement.

Pour des conditions de marée moyenne (Figure III.8 -B.), les sables fins sont transportés lors du flot et du jusant, avec un flux instantané atteignant la valeur de $1.10^{-5} \text{ m}^3.\text{m}^{-1}.\text{s}^{-1}$. Lors de la pointe de flot, le sédiment du courantmètre C1 est également transporté, mais avec un flux instantané plus faible d'un facteur d'environ 10 (flux maximal de $2.10^{-6} \text{ m}^3.\text{m}^{-1}.\text{s}^{-1}$). Sous ces conditions hydrodynamiques, les fractions granulométriques plus grossières restent toujours immobiles.

Enfin, lors de la marée de vive - eau (Figure III.8 -C.), le mode à 0,315mm se montre toujours le plus mobile, avec des flux importants pendant le flot (jusqu'à $2.10^{-5} \text{ m}^3.\text{m}^{-1}.\text{s}^{-1}$). Le sédiment total (D_{50}) est toujours transporté lors du flot et du jusant, mais avec des flux inférieurs d'environ 2 fois et 10 fois respectivement. Lors du pic de flot, le mode à 1,25mm est également mobilisé, mais le flux alors observé est 100 fois inférieur à celui du D_{50} . Cette différence importante, alors que le diamètre des particules considérées ne varie que peu ($D_{50} = 1,047 \text{ mm}$ / mode à 1,25 mm), met en évidence la sensibilité des résultats de flux transportés au seuil de mise en mouvement des particules. Quelles que soient les conditions de marée, la fraction de graviers n'est jamais mobilisée.

Ainsi, nous mettons clairement en évidence les limites de l'utilisation du diamètre médian pour caractériser le sédiment. En effet, si ce dernier est unimodal, cela n'a aucune incidence, mais s'il est plurimodal, cas généralement observé dans la zone d'étude, le D_{50} représente mal la réalité de la dynamique sédimentaire. Forts de ce constat, nous avons donc décidé de travailler avec une granulométrie étendue. Ainsi, chaque fraction granulométrique est considérée et sa disponibilité est pondérée par sa proportion au sein du sédiment. Il est alors possible de mieux caractériser le transport sédimentaire car cette approche permet d'identifier quelle(s) classe(s) granulométrique(s) domine(nt) dans le flux total. Ceci est bien illustré par la Figure III.9 qui est une comparaison entre des calculs de flux réalisés sur granulométrie uniforme et sur granulométrie étendue (pour la même marée de VE que celle présentée en Figure III.8 -C.). Le calcul multi-classe est basé sur les classes granulométriques de Wentworth qui sont rappelées dans le Tableau III-1.

Tableau III-1 : Rappel des classes granulométriques utilisées.

Galets	Cailloutis	Graviers	Sable Très Grossier	Sable Grossier	Sable Moyen	Sable Fin	Sable Très Fins	Vase
> 16 mm	16 - 4mm	4 - 2 mm	2- 1 mm	1 - 0,5 mm	0,5 - 0,250 mm	0,250 - 0,125mm	0,125 - 0,063 mm	< 63 μm

La discrétisation de la granulométrie du sédiment permet d'intégrer le transport des particules plus fines que le D_{50} , ce qui implique un flux total en granulométrie étendue plus important qu'en granulométrie uniforme : un facteur 2 est observé entre les résultats de ces deux calculs lors du flot (Figure III.9).

Outre le fait de mieux caractériser les flux sédimentaires, les calculs multi-classes ont l'avantage de prendre en compte la disponibilité de chaque classe granulométrique composant la couverture sédimentaire. Ainsi, dans l'exemple présenté en Figure III.9, nous observons que les Sables Très Fins sont caractérisés par des flux sédimentaires instantanés plus faibles que ceux des Sables Fins et Moyens lors du flot de la marée de vive – eau : ceci est du à la faible représentation de cette classe granulométrique dans le mélange sédimentaire étudié.

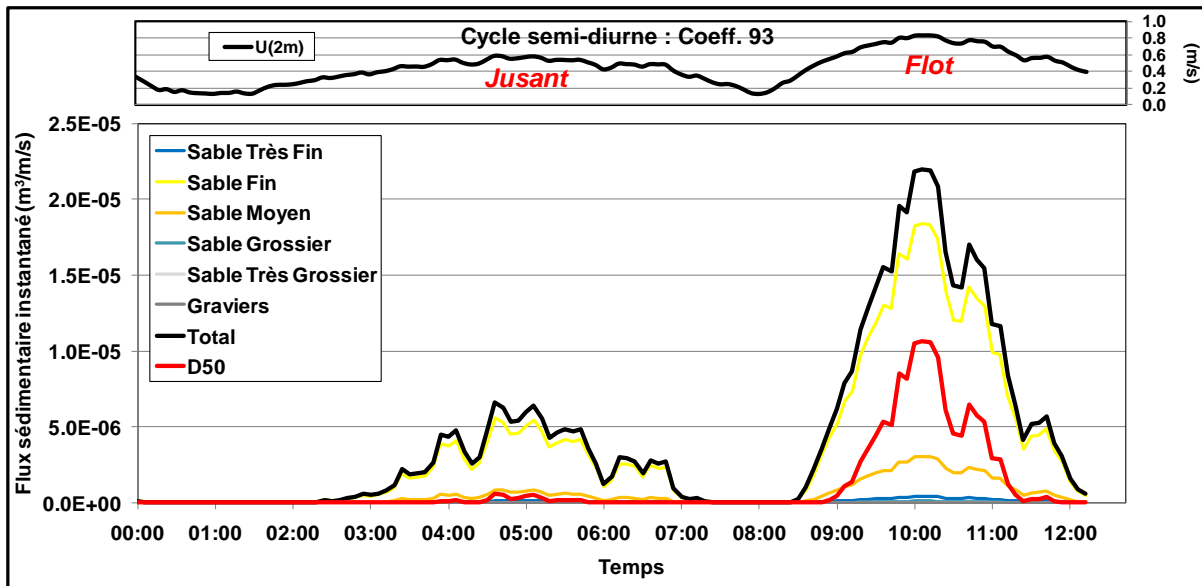


Figure III.9 : Flux sédimentaires instantanés calculés sur un cycle semi-diurne de VE (coeff. 93) : comparaison des calculs sur granulométrie homogène (Flux D_{50}) et sur granulométrie étendue (Flux par classe granulométrique).

La formule de transport utilisée est celle de Van Rijn (1984).

De plus, le travail en granulométrie étendue permet de rendre encore plus réaliste les calculs de flux effectués en intégrant des processus sédimentaires inexistantes sur granulométrie homogène, tels que les phénomènes d'exposition-masquage et/ou d'entrave (*cf.* Chapitre III, §I.1.2.3).

Malgré l'intégration de plus en plus de phénomènes qui interviennent dans la dynamique sédimentaire, induisant une représentation du transport sédimentaire de plus en plus pertinente, le fait que les grains soient tous considérés comme étant sphériques et de même nature reste un problème important dans ce type d'étude. Pour une taille équivalente, deux particules de nature différente peuvent présenter des comportements dynamiques différents. En effet, un fragment de coquille peut être mobilisé par un courant plus faible qu'un grain de quartz ayant la même taille, bien que leur densité soit relativement similaire (Blanpain, 2009), du fait d'une forme impliquant une portance plus importante (Weill *et al.*, 2010). Des formulations existent pour représenter cela, mais elles n'ont pas été validées sur la zone d'étude. La non-prise en compte du comportement hydraulique des coquilles semble induire une sous-estimation des flux sédimentaires calculés. Cependant, le fait que le diamètre apparent de ces coquilles soit généralement sous-estimé par l'analyse granulométrique classique (lors du tamisage, les coquilles ayant une forme allongée, passent généralement selon leur plus petite largeur) tend à modérer cet effet.

1.2.2. Influence de la houle

La houle seule génère des cisaillements importants dans les environnements peu profonds, ce qui favorise la remobilisation des sédiments. Un transport sédimentaire net n'est possible que si la houle a subi une déformation non-linéaire, ce qui est le cas en zone côtière (dérive littorale), ou si la houle est associée à un courant (Villaret, 2003). Les actions des courants et de la houle sont donc complémentaires sur la dynamique sédimentaire. La houle, lorsque l'angle d'incidence est favorable, a pour effet d'augmenter largement les quantités de sédiments transportées par le courant moyen.

Nous avons vérifié cela en calculant les vitesses de frottement (U_*) correspondant aux courants mesurés par le courantomètre C1 ($D_{50}=1,047$ mm, $U_{*cr}=0,024$ m/s), à 2 mètres au dessus du fond, pour différentes hauteurs significatives de la houle (sans houle, H_s de 0,2, 0,5, 1 et 2m). Dans tous ces tests, la période de la houle est égale à 6,5 s qui est une valeur représentative pour la zone d'étude (cf. Chapitre I, section II.2.2.2.), et nous avons considéré que le sens de propagation du courant et de la houle est identique. Plusieurs tests auraient pu être réalisés en modifiant l'angle houle – courant, néanmoins, l'objectif ici n'est pas de quantifier l'influence de ce paramètre. Les résultats sont visibles sur la Figure III.10.

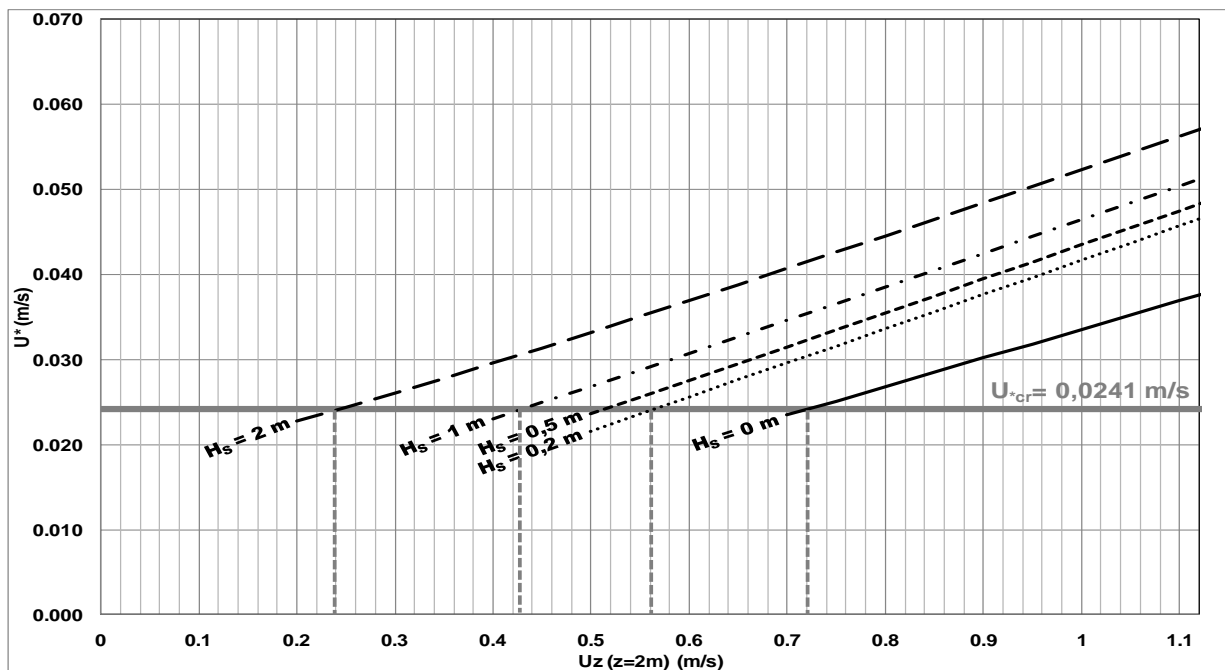


Figure III.10 : Influence de la houle sur la mobilité du fond. U^* en fonction de la vitesse du courant enregistrée à 2 m au-dessus du fond par le courantomètre C1, et en fonction des conditions de houle.

Ces conditions ont toutes été rencontrées lors du déploiement du courantomètre. Ainsi, nous remarquons que la vitesse du courant à 2 mètres au-dessus du fond doit être d'au moins $0,72 \text{ m.s}^{-1}$ pour permettre la mise en mouvement du sédiment en absence de houle, alors que des courants de seulement $0,42 \text{ m.s}^{-1}$ et $0,24 \text{ m.s}^{-1}$ sont nécessaires lorsque la houle montre une hauteur significative de 1 m et 2 m, respectivement.

I.3. Résultats

Dans un premier temps, nous avons réalisé une analyse des seuils de mise en mouvement du sédiment en fonction de la localisation de ces derniers le long du gradient morpho-sédimentaire et en fonction des conditions de marée et de houle. Cette étude a pour objectif de définir brièvement le caractère dynamique potentiel à l'échelle de la zone d'étude.

Ce n'est que dans un second temps que les flux sédimentaires ont été calculés et analysés. Les calculs ont été réalisés selon différentes conditions hydrodynamiques dans le but de caractériser la dynamique sédimentaire de la façon la plus précise possible.

Pour réaliser cette étude, nous nous sommes basés sur les données sédimentaires issues de l'analyse des échantillons prélevés lors des campagnes MOSAG07, ALBATR07 et MOSAG08 ainsi que les données hydrodynamiques acquises lors des campagnes MOSAG-07 et -08 (localisation sur la Figure III.11).

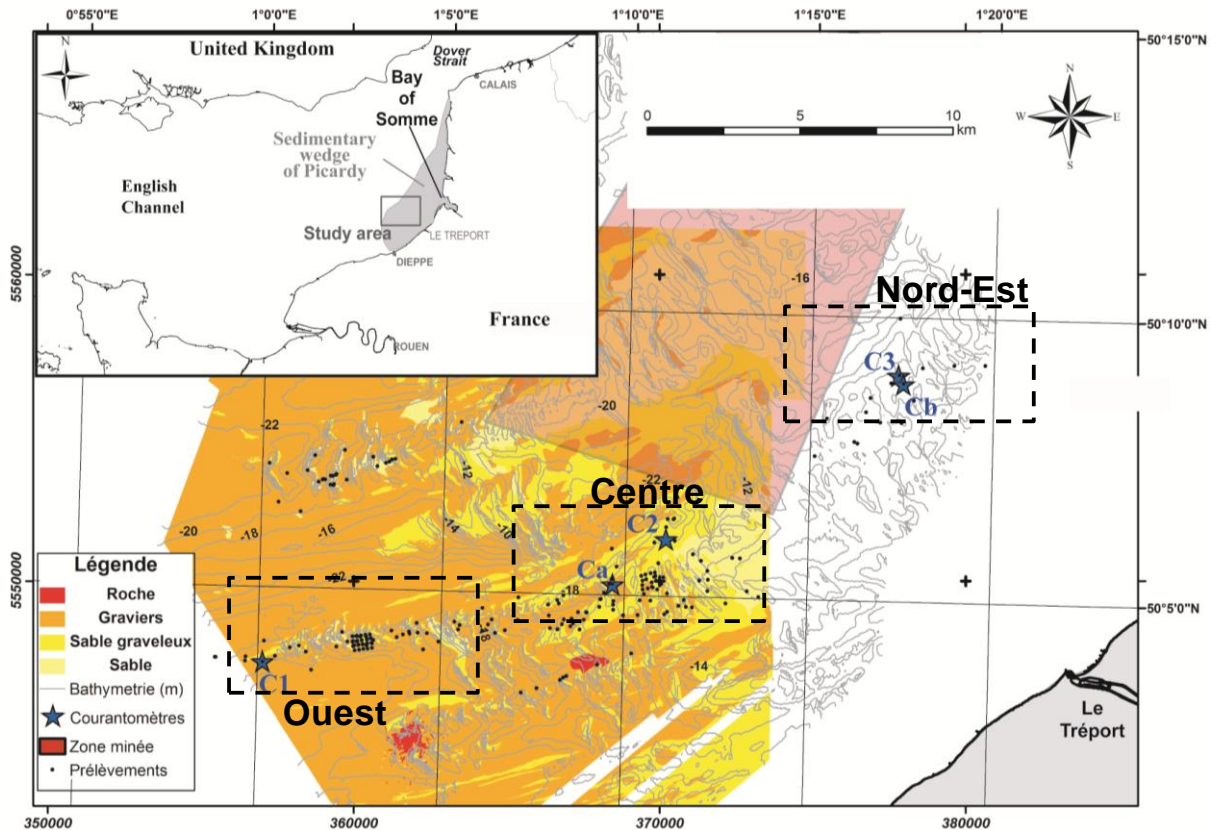


Figure III.11 : Localisation des courantomètres déployés et des prélèvements sédimentaires réalisés lors des campagnes MOSAG07, ALBATR07 et MOSAG08.

Les boîtes en pointillés définissent les secteurs considérés par la suite. (Carte de nature des fonds : SHOM, 1993). Projection UTM 31N (croisillons) ; système géodésique : WGS84 (grille)

1.3.1. Seuils de mise en mouvement à l'échelle de la zone d'étude

1.3.1.1 Analyse spatiale des seuils de mise en mouvement

Dans un premier temps, nous avons estimé les vitesses critiques au fond (U_{*cr}) à partir desquelles le sédiment se met en mouvement. Dans les formulations utilisées pour parvenir à cette estimation, la caractérisation du sédiment se réduit à son D_{50} , ce qui revient à dire qu'en chaque point de prélèvement analysé, le sédiment est homogène. Or, ce n'est pas le cas dans la zone d'étude. Pour rendre compte de cette hétérogénéité, nous avons intégré le D_{90} du sédiment dans le calcul de z_0 (Eq. 3) afin d'estimer une rugosité du fond plus réaliste. Les cartes de distributions du D_{50} et du D_{90} sont visibles en Figure III.12-A et Figure III.12-B respectivement.

Une analyse rapide de ces 2 cartes met en évidence que la partie orientale de la zone est constituée de sédiments relativement homogènes ($D_{50} \sim D_{90} \sim 0,25 - 0,4$ mm) alors que la partie occidentale montre une forte hétérogénéité (D_{90} parfois très supérieur à D_{50}). Cette dernière caractéristique de la zone occidentale justifie l'approche choisie ici, basée sur la prise en compte du D_{90} .

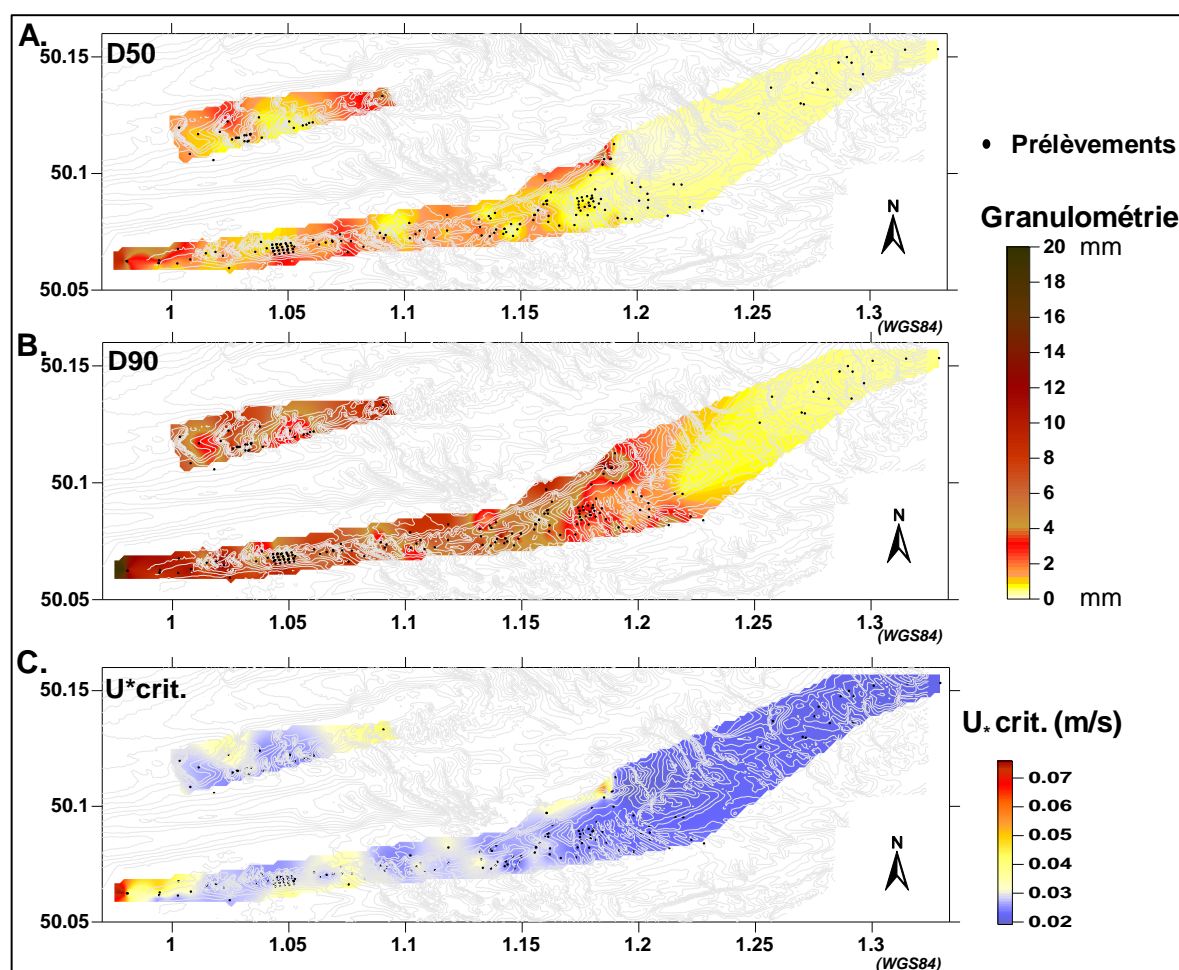


Figure III.12 : Granularité du fond et vitesse de frottement critique associée.

Cartes de la répartition du D_{50} (A) et du D_{90} (B) sur la zone d'étude et carte de U^* critique interpolée sur la zone d'étude (C). La bathymétrie est figurée par les traits gris. Système géodésique : WGS84.

Les résultats des calculs de U_{cr} pour chaque point de prélèvement ont été interpolés (Figure III.12-C.). Nous notons qu'à l'extrémité ouest de la zone prospectée, les vitesses critiques nécessaires à la mobilisation du sédiment sont très importantes (jusqu'à 0,074 m/s). Lorsque nous avançons vers l'Est, elles ont tendance à diminuer de manière discontinue. Au niveau de la partie centrale à orientale de la zone, les vitesses critiques estimées sont relativement homogènes et les plus faibles (0,02 à 0,03 m/s). Cette diminution des vitesses critiques vers l'Est était prévisible : cela est dû à l'affinement du sédiment d'Ouest en Est (cf. Figure III.12 -A. et -B.). Les zones non homogènes correspondent à la succession des dunes, dont la composition granulométrique est différente de l'environnement ambiant, sur la bordure du prisme sableux picard.

En faisant l'hypothèse du profil logarithmique verticale des vitesses (Eq. 2), nous avons estimé la vitesse horizontale moyenne correspondante au U_* critique calculé. En se basant sur les équations liant la vitesse du courant maximale atteinte lors des pics de flot et les coefficients de marée, que nous avons estimées à partir des mesures hydrodynamiques pour différents secteurs (cf. Chapitre II, §I.2, Tableau II-1 : Relations entre les vitesses de courants tidaux maximales atteintes lors du flot et du jusant et les coefficients de marée, pour les secteurs Ouest, Centre et Nord-Est.), il a été possible de déduire les vitesses au fond U_* en fonction des coefficients de marée. Enfin, nous avons combiné ces résultats avec la carte des vitesses critiques au niveau du fond (Figure III.12-C), afin d'estimer les coefficients de marée qui seraient nécessaires pour la mise en mouvement du sédiment (Figure III.13). Les équations des vitesses en fonction du coefficient de marée sont déduites de données de courant pour lesquelles la houle et le vent sont considérés comme négligeables, la Figure III.13 constitue donc une estimation de la mobilité du fond en réponse au seul forçage tidal.

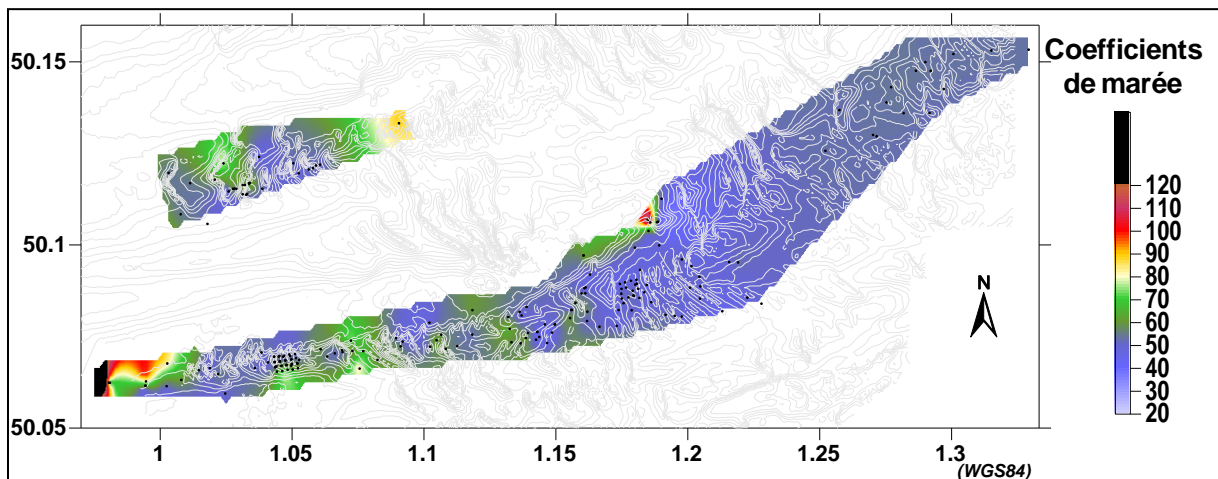


Figure III.13 : Estimation des coefficients de marée minimums nécessaires à la mise en mouvement du sédiment. Seul le forçage tidal est considéré lors des pointes de flot.
Système géodésique : WGS84.

D'après cette analyse spatiale, les secteurs central et est de la zone d'étude sont potentiellement très dynamiques car le sédiment serait mis en mouvement dès lors que les coefficients de marée dépassent les 30-35, soit dès la ME. A l'Ouest, une marée moyenne, voire de VE à l'extrémité occidentale, est nécessaire pour amorcer la dynamique sédimentaire lors de pics de flot. Nous pouvons également voir qu'à l'extrémité occidentale de la zone, le sédiment n'est pas mobilisable en condition de marée seule car il faudrait des coefficients dépassant les 120.

En se basant sur cette carte, nous avons cherché à estimer les pourcentages de temps, au cours d'une année type, où les grains sont mobilisés par la marée seule lors du pic de flot. Pour cela, nous avons calculé la fonction de répartition des coefficients de marée entre 2001 et 2007 et la fréquence cumulée correspondante (Figure III.14). Ce calcul de fréquence a été réalisé sur 7 ans dans l'unique but d'obtenir des résultats plus complets que si le calcul n'avait été effectué que sur une année.

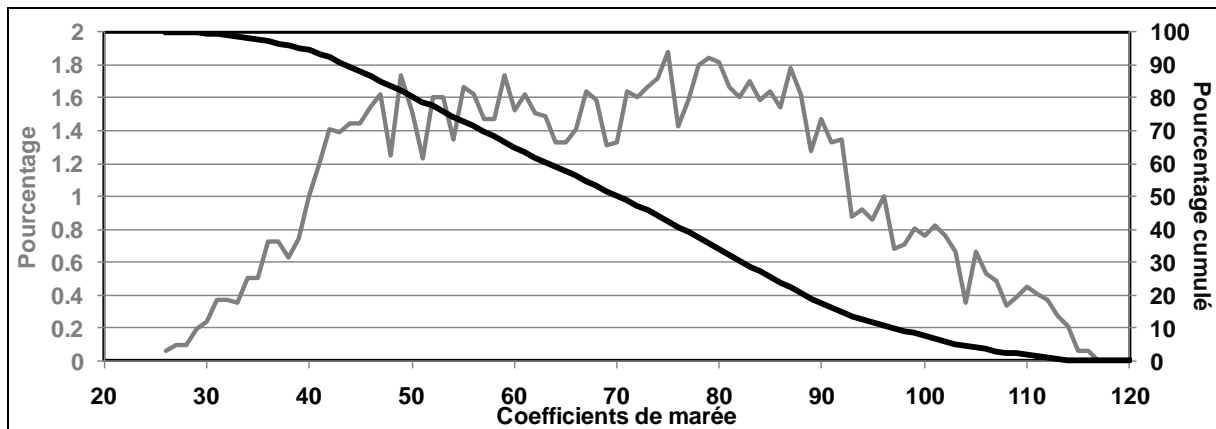


Figure III.14 : Fonction de répartition des coefficients de marée entre 2001 et 2007.

La courbe noire correspond à la fréquence cumulée en commençant par le coefficient maximal.

La prise en compte de la répartition annuelle des coefficients de marée permet d'estimer, sur la zone d'étude, le pourcentage annuel de temps, pendant les périodes de flot, de mobilité des grains (Figure III.15-A). La même approche a également été adoptée pour les pics de courants de jusant et le résultat est visible en Figure III.15-B.

Ainsi, nous notons que 70 % à 90 % du temps, les pics de flot pourraient potentiellement déplacer les sédiments constituant la majeure partie du secteur oriental de la zone d'étude. A l'Ouest, les pourcentages sont plus variables et globalement plus faibles : ils varient d'environ 20 % pour la partie la plus occidentale du secteur, à plus de 70 % en progressant vers l'Est. L'importante variabilité observée dans cette partie de la zone d'étude est là encore due à la présence des dunes sous-marines.

Nous vérifions également que la zone d'étude est beaucoup moins dynamique lors des pics de jusant (Figure III.15-B). Les pics de jusant pourraient ainsi mobiliser les sédiments de la partie est de la zone pour 50 % à 70 % des marées. Les sédiments de la partie ouest de la zone d'étude sont mis en

mouvement pendant le jusant de façon moins récurrente : les sédiments de l'extrémité occidentale de la zone ne sont jamais mis en mouvement par les pics de jusant, puis les pourcentages augmentent de façon variable, en progressant vers l'Est, jusqu'à atteindre environ 50 %.

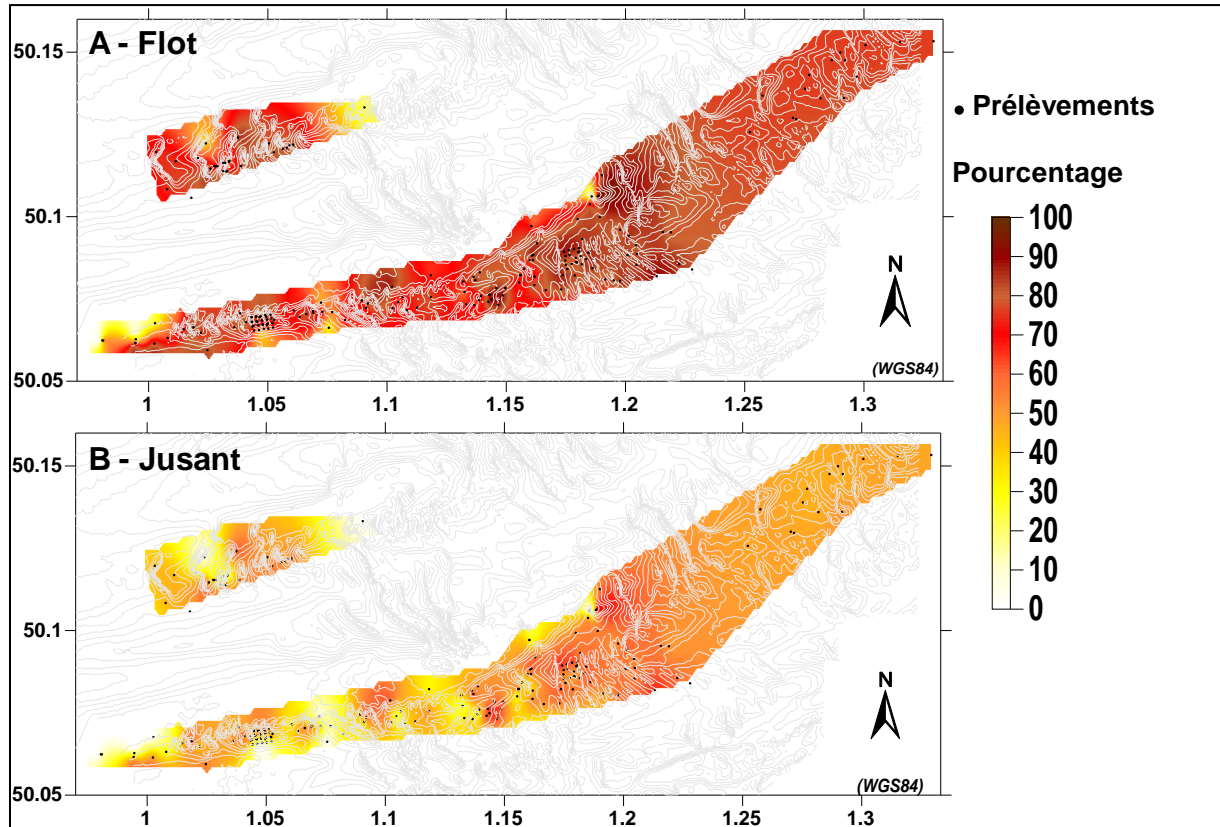


Figure III.15 : Pourcentage des marées, sur un an, au cours desquelles les grains sont mobilisés par (A) les pics de flot et (B) les pics de jusant.
Système géodésique : WGS84.

En résumé, sur une période annuelle, les sédiments sont plus souvent mobilisés par les pics de flot que par les pics de jusant (environ 20 % de plus). Ceci tend donc à induire un transport résiduel, lié au forçage tidal seul, orienté selon le flot, soit vers l'Est – Nord-Est sur la zone d'étude.

Ces résultats sont à modérer car nous nous sommes uniquement basés sur des caractéristiques sédimentaires simplifiées du fond marin, et ils ne peuvent donc fournir qu'une tendance. Les calculs ont été réalisés ici en considérant un sédiment bien trié, distribué de façon homogène autour du D_{50} . (le D_{90} est seulement pris en compte dans la rugosité). Ainsi, ils n'intègrent pas la granulométrie étendue du sédiment, ni les phénomènes complexes associés à ce type de granulométrie : aucun coefficient de masquage – exposition, qui traduit les interactions entre grains de taille différentes lors de la mise en mouvement, n'a été intégré.

De plus, seuls les pics des courants de flot et de jusant sont considérés dans ces calculs : nous ne définissons donc que la mobilité maximale de la zone d'étude et non pas une mobilité moyenne.

1.3.1.2 Analyse en fonction des conditions hydrodynamiques

Dans l'analyse spatiale des seuils de mise en mouvement, présentée précédemment, il est délicat de considérer simultanément l'effet de plusieurs agents forçants, à savoir la marée et la houle. Or, l'étude de l'influence de l'association de ces 2 agents dynamiques est primordiale pour définir et quantifier de manière pertinente la mobilité sédimentaire sur la zone d'étude. En effet, l'influence des courants sur la dynamique sédimentaire varie en fonction du coefficient de marée (Figure III.13) mais également en fonction des caractéristiques de la houle associée à ces courants tidaux.

Pour quantifier cela, nous avons réalisé une analyse ponctuelle des seuils de mise en mouvement en fonction des coefficients de marée, des caractéristiques de la houle et de la granulométrie, au niveau de 2 secteurs : Ouest et Nord-Est, à la localisation des courantomètres C1 et C3, respectivement (Figure III.11). Ces secteurs ont été choisis car ils encadrent la zone d'étude. La démarche adoptée pour effectuer cette étude se divise en plusieurs étapes :

- Le calcul de la tension critique τ_{crit} pour différentes tailles de grains (0,125 mm – 0,25 mm – 0,5 mm – 1 mm – 2 mm – 4 mm – 8 mm). Ceci permet de définir le seuil de mobilité du sédiment. Seules les tailles de grains constituant les fonds sédimentaires des secteurs considérés (Ouest et Nord-Est) et de leurs environs seront utilisées ici. Ainsi, les calculs sont réalisés pour des tailles de grains inférieures à 0,5 mm dans le secteur Nord – Est, du fait de ses caractéristiques granulométriques (cf. Chapitre II, III.1.1).

- L'estimation de la tension au fond induite par les courants de marée seule en fonction des coefficients de marée (pour les pics de flot et de jusant) selon la méthode décrite dans la section précédente. La profondeur des secteurs Ouest et Nord-Est considérée dans ce calcul est respectivement de 22,5 m et 13,5 m.

- L'estimation de la tension au fond induite par l'association marée / houle pour différentes conditions de houle. Dans ces calculs, la période et la direction de la houle sont toujours considérées comme étant égales à 7 secondes et 270 ° respectivement (conditions généralement observées sur la zone d'étude). Seule l'influence de la variation de la hauteur significative a été investiguée.

La combinaison de tous ces calculs a permis de définir les seuils de mise en mouvement des particules en fonction des coefficients de marée, de la hauteur significative de la houle et de la granulométrie. Les résultats sont visibles en Figure III.16.

Ainsi, nous pouvons voir que le secteur ouest est potentiellement plus dynamique que le secteur Nord-Est (si leurs caractéristiques granulométriques ne sont pas considérées). Par exemple, un sédiment caractérisé par un D_{50} de 1 mm sera mobilisé à l'Ouest par la marée seule, pendant le flot, dès lors que les coefficients seront supérieurs à 58, et lorsque la marée est associée à une houle de 1 m environ en condition de ME (coeff. 20) ; pour la même granulométrie au Nord-Est, les coefficients doivent être supérieurs à 105 pour que la marée seule puissent mettre en mouvement ces particules, et la hauteur significative de la houle doit être supérieure à 1,25 m en ME.

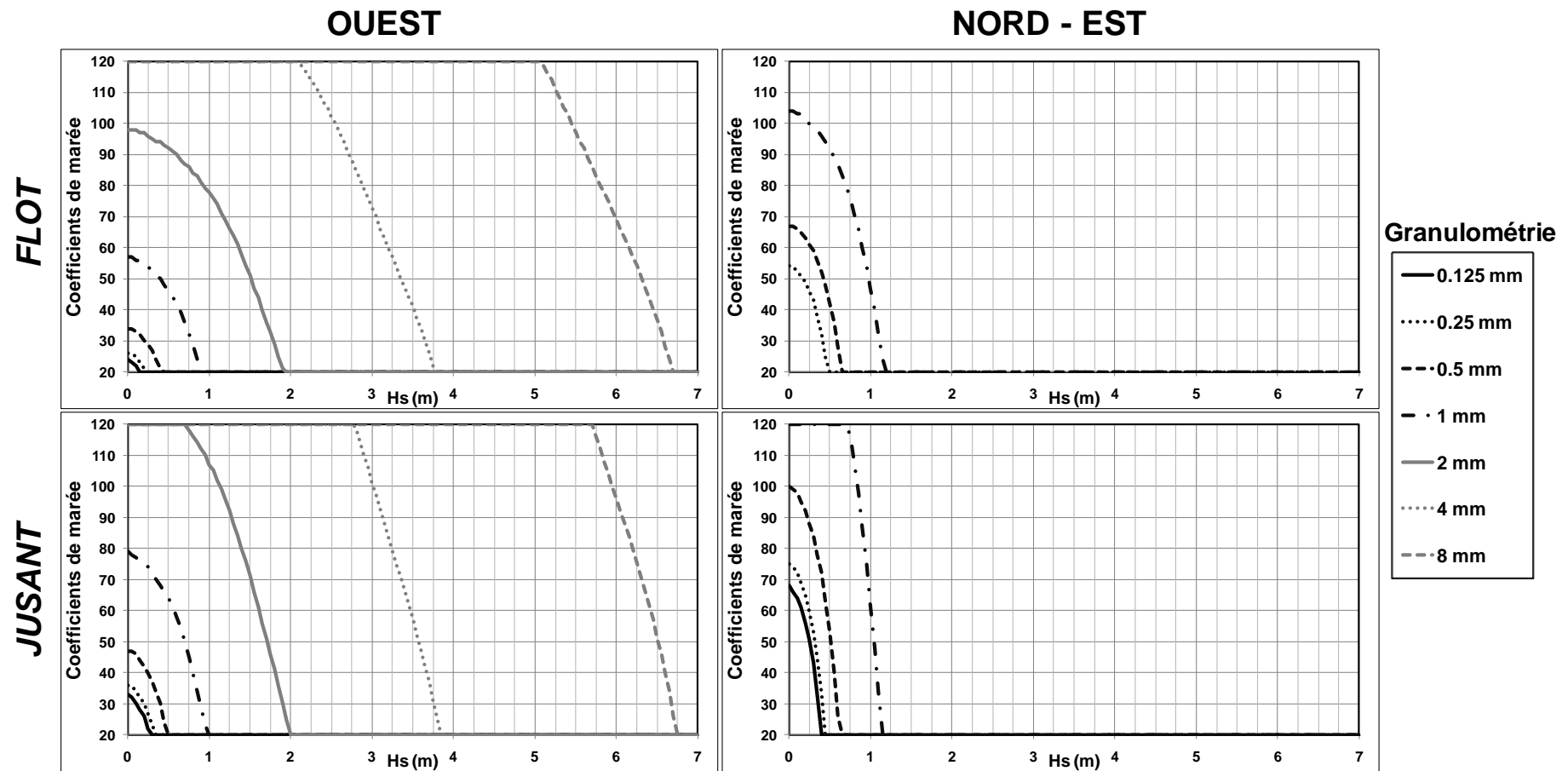


Figure III.16 : Seuils de mise en mouvement des particules en fonction des coefficients de marée, de la hauteur significative de la houle et de la granulométrie (D50).
 Les résultats distinguent le flot du jusant, et ils sont présentés en fonction du secteur considéré. L'Ouest est relatif au courantomètre C1 (MOSAG07, Localisation Figure III.11, profondeur d'eau : 22,5 m) et le Nord-Est au courantomètre C3 (MOSAG08, Localisation Figure III.11, profondeur d'eau : 13,5 m).

Si nous lions cette figure aux caractéristiques sédimentaires de la zone d'étude (Figure III.12-A), il nous est alors possible d'estimer les conditions nécessaires à la mobilisation du sédiment. Par exemple, les fonds sont caractérisés à l'Ouest par des D_{50} pouvant dépasser 2 mm : lors d'une marée moyenne (coeff. 70), il faut une houle dont la hauteur significative soit supérieure à 1,25 m lors du flot et supérieure à 1,5 m lors du jusant. Lorsque les caractéristiques granulométriques des secteurs étudiés (affinement du sédiment d'Ouest en Est) sont considérées, nous retrouvons la plus grande mobilité sédimentaire du secteur Ouest, sous l'effet de la marée seule : les secteurs Ouest et Nord-Est étant caractérisés par des D_{50} d'environ 0,8-1 mm et 0,25 mm respectivement, les coefficients de marée nécessaires à la mise en mouvement du sédiment sont inférieurs à 50 et de 55, respectivement. De plus, nous notons également que l'effet de la houle semble être plus important lorsqu'elle intervient pendant le jusant (limites de mobilité plus resserrées) : cela est vraisemblablement dû au fait que la profondeur est moindre lors de cette phase de marée.

Là encore, il est important de garder à l'esprit que ces résultats ne nous fournissent qu'une tendance générale de la mobilité maximale de la zone d'étude car ils se basent sur les pics de courants atteints lors du flot et du jusant.

1.3.2. Les flux sédimentaires

Les flux sédimentaires étant dépendants des conditions hydro-sédimentaires du secteur, ces dernières seront précisées dans un premier temps. Ensuite, les flux instantanés puis les flux totaux cumulés seront présentés et discutés en fonction des conditions hydrodynamiques, calmes (forçage tidal) ou agitées (forçage tidal et houle).

1.3.2.1 Caractéristiques hydro-sédimentaires des secteurs analysés

Les données nécessaires à la réalisation de calculs de flux sédimentaires se résument à celles relatives aux conditions hydrodynamiques du milieu (courants et houle) et à celles renseignant la granulométrie du secteur étudié. Les roses de courants issues des mesures hydrodynamiques et les courbes granulométriques des prélèvements réalisés au niveau des courantomètres (localisation en Figure III.11) sont présentées en Figure III.17.

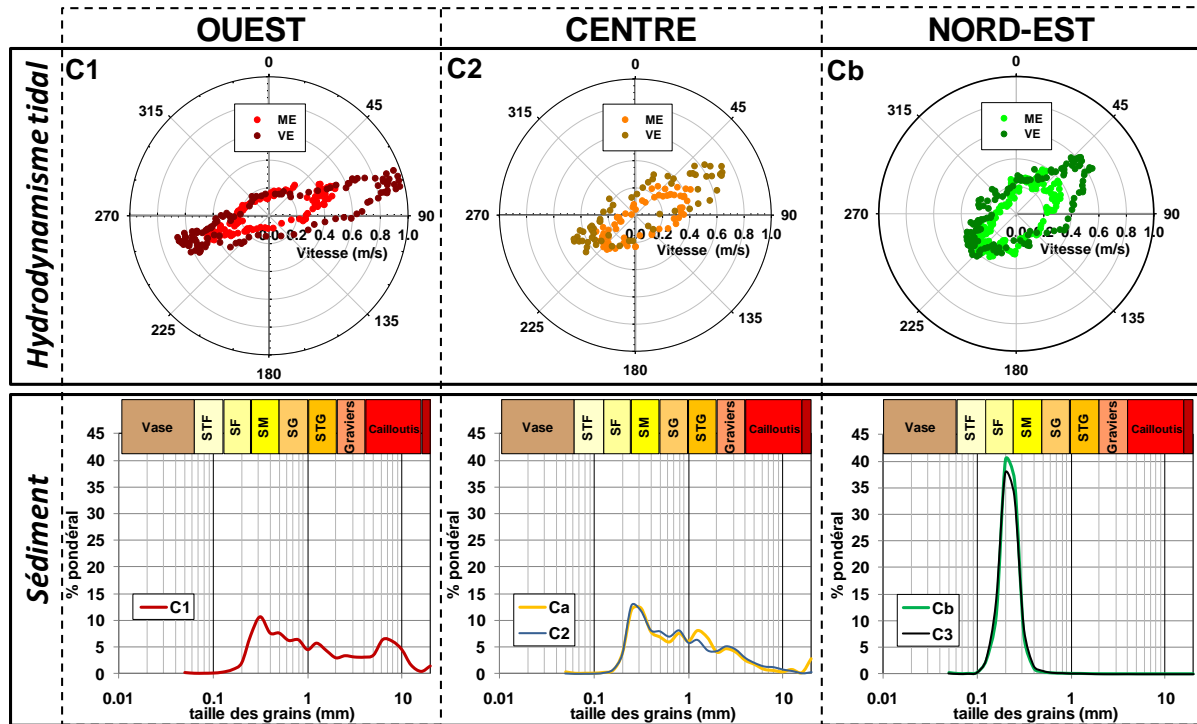


Figure III.17 : Synthèse des caractéristiques des courants tidaux et des sédiments prélevés, au niveau des courantomètres (secteurs Ouest, Centre et Nord-Est).

La localisation des courantomètres est disponible en Figure III.11.

Les roses de courants caractéristiques mettent en évidence le gradient hydrodynamique Ouest – Est, ainsi que l'intensité plus forte des courants de flot. Nous observons une importante variabilité sédimentaire en fonction des secteurs considérés (Ouest : courantomètre C1 ; Est : courantomètres C2 et Ca ; Nord-Est : courantomètres C3 et Cb). Les sédiments des secteurs Ouest et Centre-Est sont pluri-modaux et le grain moyen est respectivement de 1,043, 0,741 et 0,808 mm. L'affinement du D_{50} vers l'Est est en partie dû à la disparition du mode de graviers centré sur 6,3 mm (C1) au profit d'un mode plus fin centré sur 2,5 mm. Les prélèvements réalisés au Nord-Est de la zone d'étude sont unimodaux et le grain moyen décrit alors de façon satisfaisante leur nature granulométrique. Le D_{50} est respectivement de 0,250 et 0,244 mm, ce qui les classe dans les sables fins.

Etant donné que la disponibilité du sédiment en fonction des classes granulométriques est un des paramètres essentiels dans le calcul de flux sédimentaires multi-classes, nous avons représenté la proportion des différentes classes granulométriques (définies dans le Tableau III-1) en fonction des secteurs (Figure III.18). La différence entre les secteurs Ouest, Est et Nord-Est est alors flagrante. Le secteur Nord-Est est composé à plus de 90 % de sables fins à moyens (proportions respectives de 55 et 45 % environ).

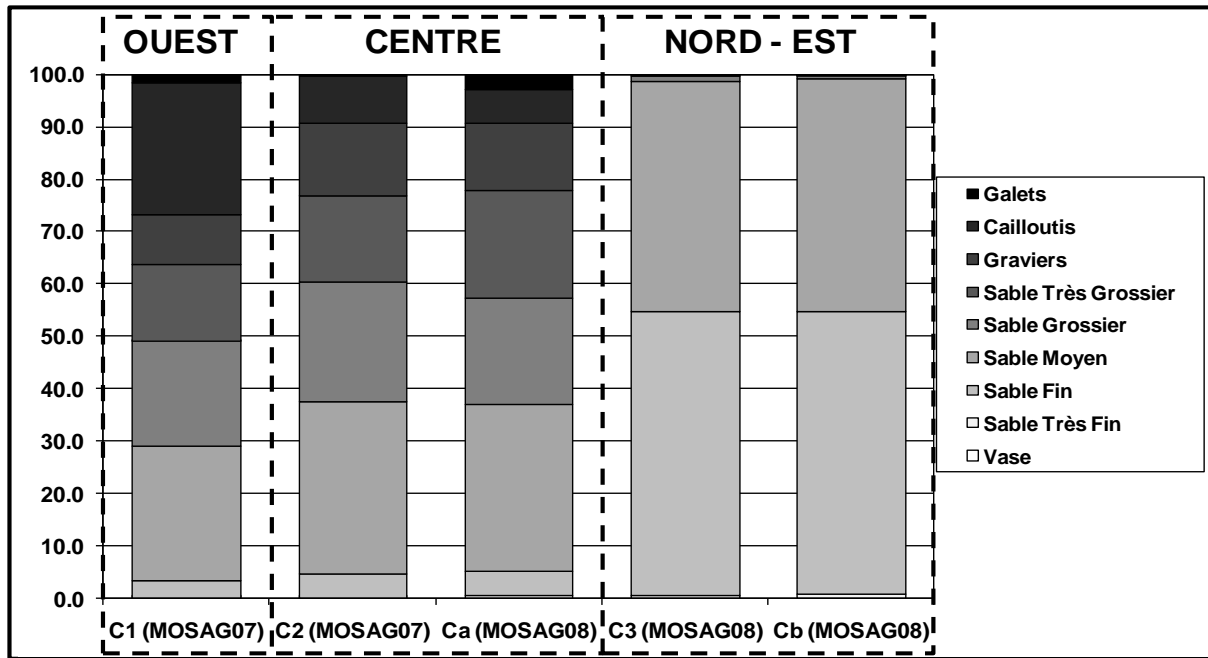


Figure III.18 : Proportions des différentes classes granulométriques dans les secteurs Ouest, Centre et Nord-Est. Granulométrie des sédiments prélevés au niveau des courantomètres.

Dans les secteurs Ouest et Est, les sables moyens constituent la classe dominante (25 % et 32 % respectivement) alors que la classe des sables fins n'est quasiment pas représentée (proportion inférieure à 5 %). La principale différence entre ces 2 secteurs concerne la proportion de cailloutis qui est plus importante à l'Ouest (25 % contre environ 7 % à l'Est).

Les caractéristiques granulométriques étant similaires entre les courantomètres C2 et Ca, et entre le C3 et le Cb, nous pouvons déduire qu'au sein des secteurs Est et Nord-Est, la variabilité sédimentaire n'est pas significative.

1.3.2.2 Flux sédimentaires instantanés

Les calculs de flux sédimentaires ont été réalisés pour les trois secteurs étudiés sur la totalité de la durée des mesures courantologiques, ce qui permet de voir leur évolution de l'échelle de la phase de courant de marée, à celle du coup de vent ou encore du cycle mortes-eaux / vives-eaux complet, ou quasi complet (cas du courantomètre C2 dont les mesures ont été interrompues le 6 Août 2007). Les calculs se basent sur les mesures réelles de courant au niveau des courantomètres déployés lors des différentes campagnes. La houle a été intégrée dans le calcul grâce aux mesures faites par l'ADP (Hs et période). Cet appareil ne permettant pas d'accéder à leur direction de propagation, nous avons considéré qu'elle était semblable à celle du vent (mesures issues du Sémaphore de Dieppe). Lors de MOSAG08, les courantomètres Aquadopps (Ca et Cb) ne nous renseignaient pas sur les caractéristiques de la houle, nous avons alors fait l'hypothèse qu'elles étaient semblables sur toute la zone et donc considéré les données issues du courantomètre C3 comme mesures de substitution.

Les résultats relatifs au secteur Ouest sont visibles en Figure III.19 (courantomètre C1, MOSAG07), ceux relatifs au secteur Est en Figure III.20 (courantomètre C2, MOSAG07) et ceux relatifs au secteur Nord-Est en Figure III.20 (courantomètre C3, MOSAG08).

Dans les descriptions à venir, les valeurs de flux données dans le texte correspondront à celles issues de la formulation de Wu *et al.* (2000). Parfois, les résultats obtenus grâce à l'utilisation de la formule de Van Rijn (1984) seront présentés dans le but de pouvoir comparer les différences entre les deux formulations, notamment en termes de contributions des différentes classes granulométriques aux flux sédimentaires totaux. Les résultats des calculs relatifs aux autres formulations sont disponibles en annexes.

Période calme (forçage tidal seul)

En période de temps calme (houle inférieure à 0,5 m de hauteur), nous notons que les valeurs de flux ont tendance à diminuer depuis l'Ouest vers le Nord-Est. Néanmoins, quel que soit le secteur considéré, les flux sédimentaires évoluent globalement de la même manière :

- Les volumes de sédiments transportés sont maximaux pendant les conditions de vives-eaux. Pendant la nuit du 2 au 3 août 2007 (coefficient de 95), les flux atteignent $4,5 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{m/s}$ et $1,7 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{m/s}$ à l'Ouest et à l'Est respectivement. Au Nord-Est, les flux instantanés sont plus faibles pour ces mêmes conditions et n'atteignent que $1,3 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{m/s}$.

- Les flux sont minimums, voire inexistantes en périodes de mortes-eaux. Le 25 juillet 2007 (coefficient de 35), les flux instantanés sont de $9,8 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3/\text{m/s}$ et $1,2 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3/\text{m/s}$ à l'Ouest et à l'Est respectivement. Au Nord-Est, malgré un coefficient de marée plus important (coefficient de 50, le 27 juillet 2008), les flux instantanés sont plus faibles et n'atteignent que $5 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{m/s}$.

- Bien que les caractéristiques granulométriques soient relativement différentes d'un secteur à l'autre (cf. I.3.2.1), les particules contribuant le plus aux flux sédimentaires sont toujours les sables fins et les sables moyens. Cependant, nous notons que les proportions moyennes de vases et de sables très fins ne sont pas négligeables (environ 16 % et 6 %, respectivement). Ces classes granulométriques contribuent surtout aux flux survenant lors des périodes faiblement dynamiques, soit en mortes-eaux principalement. Selon la formulation de Van Rijn (1984), les flux sont caractérisés par une proportion moyenne, à l'échelle de la période des mesures, de sables fins de 61 %, 62 % et 75 %, respectivement dans les secteurs Ouest, Est et Nord-Est. En ce qui concerne la classe des sables moyens, les proportions sont plus faibles et atteignent pour ces différents secteurs les valeurs de 38 %, 26 % et 24 %. Selon cette formulation, aucune autre classe granulométrique n'est, en moyenne, représentée de manière significative dans les flux (proportions inférieures à 1 %). Ces tendances sont visibles quel que soit le coefficient de marée considéré. Lorsque la formulation de Wu *et al.* (2000) est considérée, les sables moyens et fins sont également dominants, mais nous notons que les proportions moyennes de vase et de sables très fins ne sont pas négligeables (environ 16 % et 6 %, respectivement). Ces classes granulométriques contribuent surtout aux flux survenant lors des périodes faiblement

dynamiques, soit en ME principalement. Ces différences entre les 2 formulations sont liées au fait que la formulation de Wu *et al.* (2000) considère un paramètre de mobilité critique constant pour toutes les classes de particules, dont la modulation dépend seulement du coefficient de masquage – exposition.

Période agitée : coup de vent (forçage tidal et houle)

Durant les campagnes de mesures, l'impact des coups de vent et de la houle induite a également pu être appréhendé. Lors de MOSAG07, deux épisodes de houle significative sont observés : les 26-27 juillet et le 29 juillet 2007, avec des hauteurs significatives atteignant respectivement 2,5 et 3 m. Pendant la première moitié de la campagne MOSAG08, l'état de la mer est relativement calme, mais pendant la seconde moitié des mesures, les conditions de houle ont tendance à être plus prononcées: la hauteur significative est d'abord d'environ 0,5 m à partir du 30 Juillet, puis après le 1^{er} août 2008, 3 épisodes plus importants ont lieu (1^{er}, 2 et 4 août, avec des Hs de 2, 1,7 et 1,4 m, respectivement). Ces périodes de forte agitation permettent une remobilisation plus aisée des sédiments, ce qui a eu pour effets :

- d'initier le transport sédimentaire. Ce phénomène est bien visible au niveau des secteurs Ouest et Est, le 27 juillet 2007 : les flux sédimentaires atteignent une valeur de $3,7 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{m/s}$ et de $1,7 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3/\text{m/s}$ respectivement, alors que le coefficient de marée n'est que de 53 (mortes-eaux moyennes).

- d'augmenter de manière significative les quantités de sédiments transportées par les seuls courants tidaux. Par exemple, l'épisode de houle du 29 juillet 2007 (H_s de 3 m), permet aux flux sédimentaires d'atteindre, dans les secteurs Ouest (Figure III.19) et Est (Figure III.20) respectivement, des valeurs instantanées de $8 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{m/s}$ et de $3,5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3/\text{m/s}$, alors que les flux liés au seul forçage tidal (coeff. 70) ne sont que de $1 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{m/s}$ et inférieurs à $1 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{m/s}$ respectivement.

- de mobiliser une proportion plus importante de sédiment grossier. En effet, lors des périodes de forte agitation, la contribution de la classe des sables grossiers aux flux sédimentaires peut dépasser 1 %, et les classes des graviers et des cailloutis sont également mobilisées et contribuent à ces flux, même si ce n'est que de manière très faible.

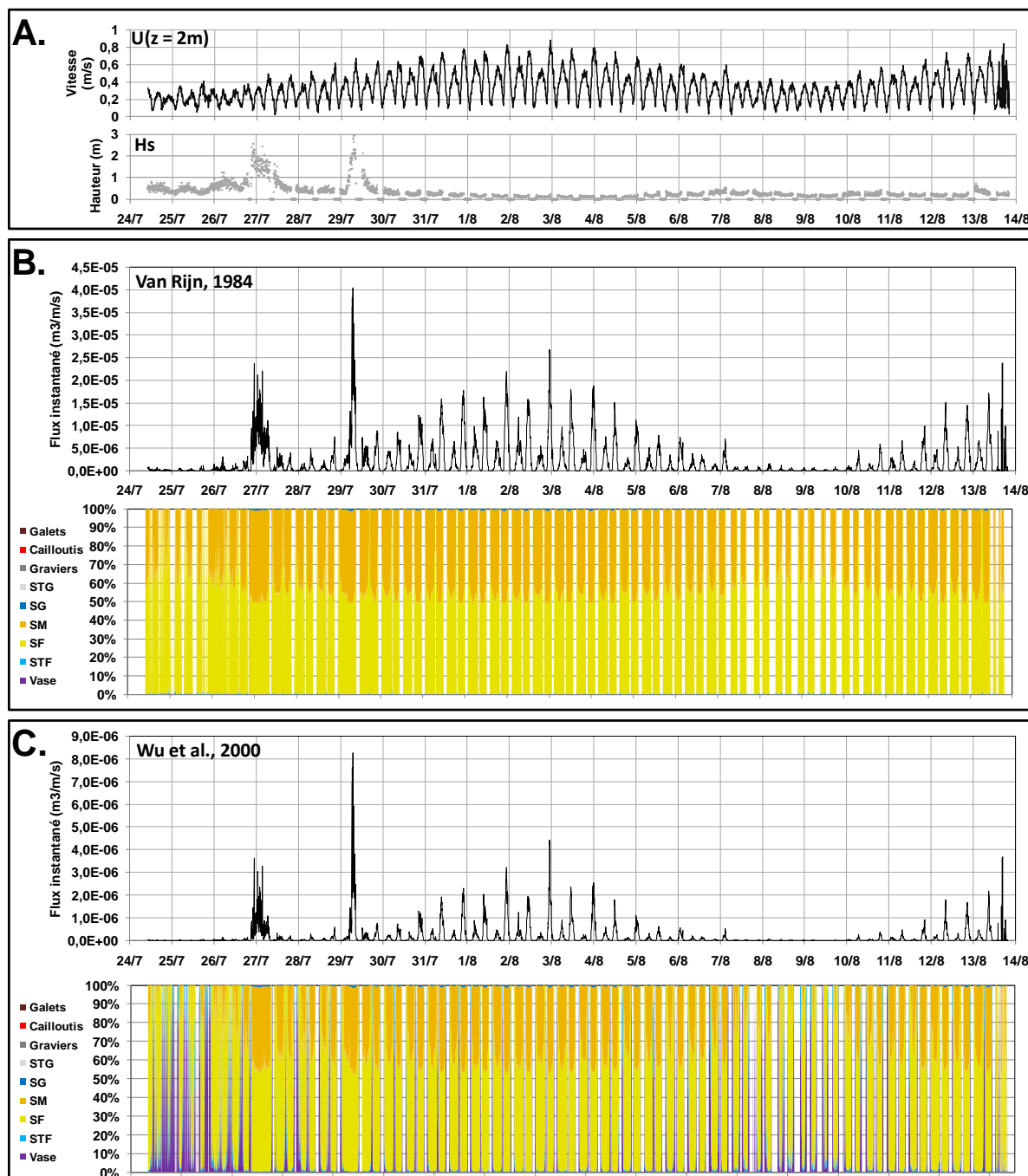


Figure III.19 : Flux sédimentaires instantanés dans le secteur Ouest à l'échelle d'un cycle mortes-eaux / vives-eaux. Calculs réalisés à partir des mesures courantologiques acquises par le courantomètre C1 en 2007 (MOSAG07, Localisation en Figure III.11).

A. Conditions hydrodynamiques correspondantes aux flux calculés (courants de marée et houle).

B. Flux instantanés calculés à partir de la formulation de Van Rijn (1984) et contributions des différentes classes granulométriques.

C. Flux instantanés calculés à partir de la formulation de Wu *et al.* (2000) et contributions des différentes classes granulométriques.

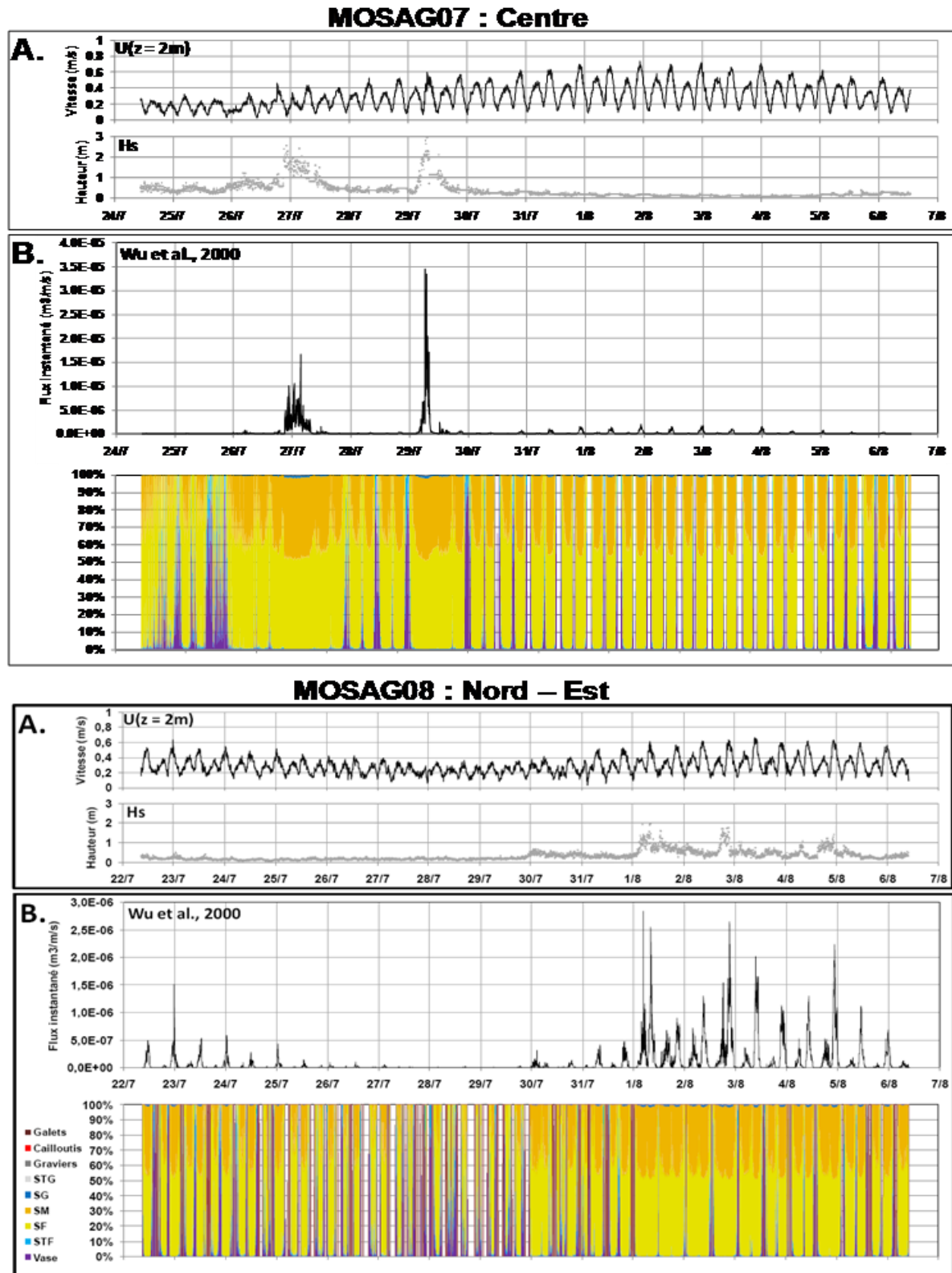


Figure III.20 : Flux sédimentaires instantanés dans les secteurs Est (Haut) et Nord-Est (Bas), à l'échelle d'un cycle mortes-eaux / vives-eaux.

Calculs réalisés à partir des mesures courantologiques acquises par les courantomètres C2 et C3, respectivement en 2007 (MOSAG07) et en 2008 (MOSAG08). Localisation des courantomètres sur la Figure III.11.

A. Conditions hydrodynamiques correspondantes aux flux calculés (courants de marée et houle). B. Flux instantanés calculés à partir de la formulation de Wu *et al.* (2000) et contributions des différentes classes granulométriques.

1.3.2.3 Flux sédimentaires cumulés

Afin de mieux visualiser l'impact de la marée et des coups de vent sur la dynamique sédimentaire, nous avons intégré les flux sédimentaires instantanés, pour toute la durée des mesures, sur 5, 6 ou 12 minutes, en fonction de l'intervalle de mesure utilisée lors du déploiement des courantomètres (*cf.* Chapitre I, Tableau I-4). Ainsi, nous avons pu calculer le volume et la direction résiduelle du flux de sédiment transporté. Lors de ce calcul, nous avons considéré que le flux était positif lorsqu'il était dirigé selon le flot ($\pm 90^\circ$) et qu'à l'inverse, il était négatif lorsqu'il était dirigé selon le jusant ($\pm 90^\circ$). Cette approche a permis de prendre en compte le fait que les orientations du flot et du jusant diffèrent légèrement en fonction du secteur considéré (*cf.* Chapitre II, §I.2). Les résultats relatifs aux trois secteurs sont présentés en Figure III.21. Un travail à l'échelle du gradient morpho-hydro-sédimentaire est alors possible.

Période calme (forçage tidal seul)

Quel que soit le secteur considéré, le contrôle de la marée sur l'évolution des flux sédimentaires est clairement visible. L'alternance de flux orientés tantôt selon le jusant, tantôt selon le flot met en évidence le cycle semi-diurne. Nous notons qu'en l'absence de houle significative, les volumes de sédiments transportés selon le flot sont toujours plus importants que ceux transportés selon le jusant : ceci induit un transport résiduel des sédiments en direction du flot, soit vers l'Est. Ce transport résiduel est d'autant plus important que les coefficients de marée sont élevés, ce qui rend bien compte de l'évolution de l'action de la marée lors d'un cycle mortes-eaux / vives-eaux. Lorsque les coefficients de marée diminuent en-deçà d'un certain seuil, les fonds peuvent devenir immobiles (coeff. 60 pour le secteur Ouest, coeff. 50 pour le secteur Est et coeff. 75 pour le secteur Nord-Est ; Figure III.21).

D'un point de vue spatial, nous remarquons qu'en conditions de temps calme, les flux sédimentaires ont tendance à diminuer d'Ouest en Est, et cela malgré un affinement sédimentaire. Le secteur Nord-Est est caractérisé par des flux plus faibles que les secteurs plus occidentaux, d'un facteur d'environ 10.

La différence de comportement entre les stations C3 et Cb, représentatives du secteur Nord-Est, semble assez étonnante. En effet, ces échantillons présentent les mêmes caractéristiques sédimentaires et ne sont distants que de quelques centaines de mètres. Or, les flux sédimentaires calculés au niveau du courantomètre C3 sont environ 3 fois supérieurs à ceux calculés au niveau de Cb. Cette différence pourrait être liée au fait que ce dernier site est situé en proche aval d'un flanc raide d'une dune alors que le site de C3 est situé au niveau du flanc doux de la dune suivante. En effet, la morphologie peut modifier de façon non négligeable l'hydrodynamisme (*cf.* Chapitre 2, I.3) et, par conséquent, la dynamique sédimentaire associée.

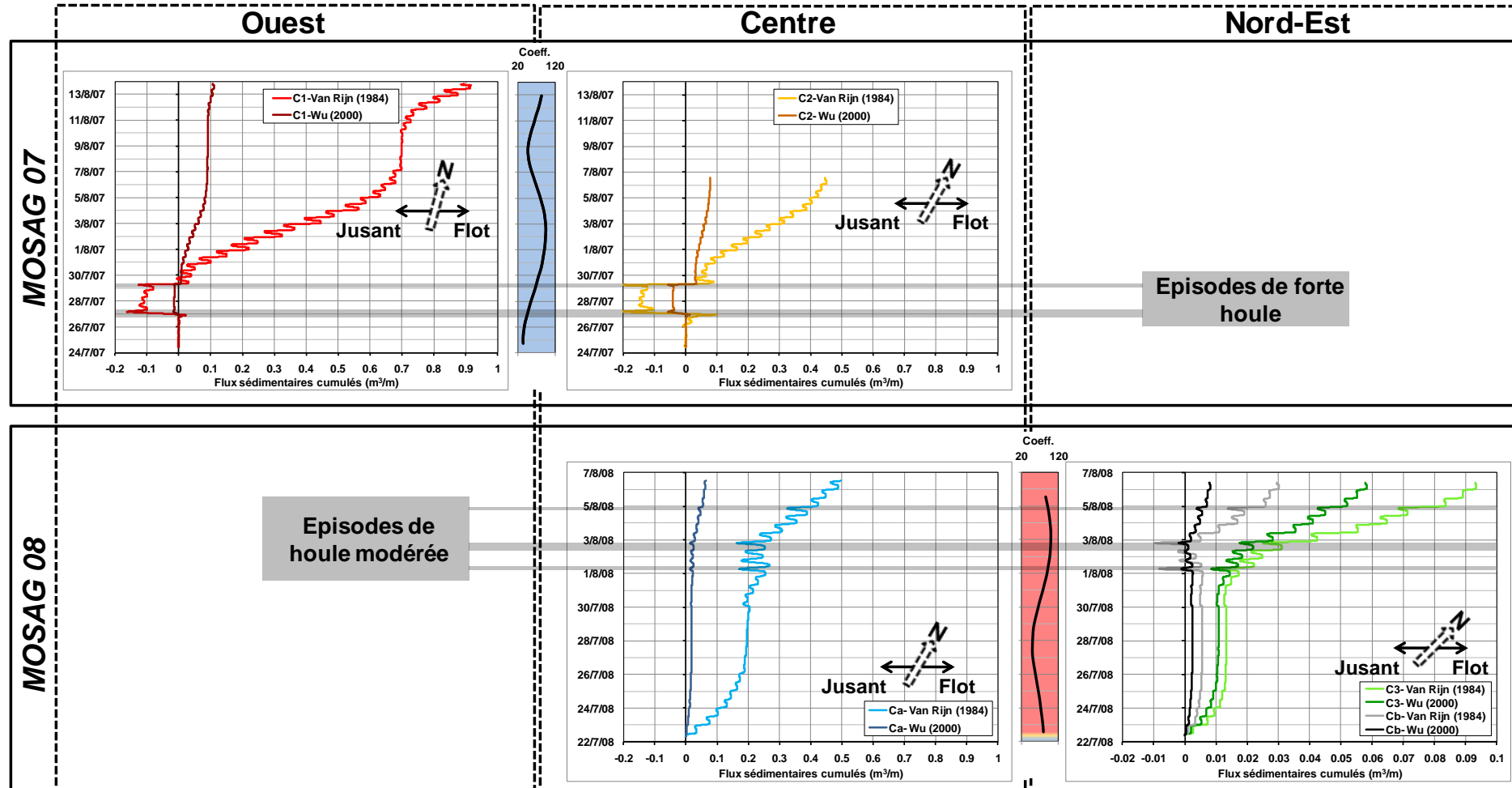


Figure III.21 : Flux sédimentaires cumulés déduits des formules de Van Rijn (1984) et de Wu *et al.* (2000), à partir des mesures de courant acquises lors de MOSAG07 et MOSAG08, dans les secteurs Ouest (courantomètre C1), Centre (courantomètre Ca) et Nord – Est (courantomètres C3 et Cb).

L'orientation de ces flux est toujours selon le flot ou le jusant. La flèche du Nord est juste présente à titre indicatif afin de donner l'orientation des courants tidiaux.

Période agitée : coup de vent (forçage tidal et houle)

L'augmentation des flux sédimentaires liée à la présence d'épisodes de houle forte à modérée est clairement visible sur la Figure III.21. La capacité de transport des courants liés aux vents et à la houle associée est mise en évidence. Nous notons que la houle induit des flux environ 2 fois plus importants dans le secteur Est que dans le secteur Ouest. Par exemple, l'épisode de houle du 29 juillet 2007 permet un transport de sédiment de $1,5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3/\text{m/s}$ et de $3,5 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{m/s}$ respectivement (Figure III.19 et Figure III.20). Cette tendance à la diminution des flux sédimentaires d'Ouest en Est, en conditions d'agitation, ne se vérifie pas lorsque les secteurs Est et Nord-Est sont comparés (Figure III.21).

Nous remarquons également que la phase de marée durant laquelle surviennent ces épisodes de houles a une importance primordiale dans la dynamique sédimentaire : si ceux-ci s'établissent durant le flot, le transport résiduel sera vers l'Est (cas du 29 juillet 2007, secteurs Ouest et Est, Figure III.21), et à l'inverse, s'ils s'établissent durant le jusant, le transport résiduel sera vers l'Ouest (cas du 27 juillet 2007 pour les secteurs Ouest et Est, et du 1^{er} août 2008 pour le secteur Nord-Est).

1.3.2.4 Discussion : flux en fonction des conditions hydrodynamiques types

L'analyse de l'évolution des flux sédimentaires calculés dans des conditions de houle réelles a permis de mettre en évidence les influences de la marée et de la houle induite par les coups de vent sur la dynamique sédimentaire. Dans le but de quantifier et comparer leur impact respectif, nous avons intégré sur des cycles semi-diurnes (mortes-eaux, marée moyenne et vives-eaux) les flux sédimentaires pour les différents secteurs (Ouest, Est et Nord-Est) et pour différentes conditions de houle :

- sans houle ($H_s = 0 \text{ m}$);
- avec une houle relativement forte ($H_s = 1,5 \text{ m}$);
- avec une houle dont la hauteur correspond à celle de la houle annuelle au niveau de la zone d'étude ($H_s = 4,2 \text{ m}$).

Seule la hauteur significative de la houle diffère d'un scénario à l'autre, la période et la direction de la houle restent les mêmes, à savoir 7 secondes et N270° respectivement (caractéristiques de la zone d'étude ; cf. Chapitre I, §II.2.2.2). Les courants utilisés pour réaliser ces calculs correspondent aux mesures courantologiques acquises lors de MOSAG07 et MOSAG08, seules les caractéristiques de la houle ont été substituées par celles testées.

Pour ces calculs, les flux ont été cumulés selon deux méthodes : soit en considérant la direction du flux (positif selon le flot et négatif selon le jusant), soit en cumulant tous les flux sans considérer leur direction, ce qui correspond à la totalité du sédiment mobilisé au niveau du point de mesure.

Lors de la comparaison des flux sédimentaires en fonction des secteurs, nous privilégierons une comparaison entre des courantomètres déployés au cours d'une même campagne, lorsque cela est possible. Dans ce cas, nous sommes sûrs que les conditions sont exactement les mêmes pour les différents sites. En effet, lors des calculs, nous considérons que les vents, certes faibles, n'ont pas

influencé l'hydrodynamique. Or, dans la réalité, ce n'est pas le cas (cf. chapitre II, §I.3), et d'une campagne à l'autre, les conditions de vent sont différentes ce qui peut modifier les valeurs de volumes sédimentaires calculées pour un coefficient de marée donné.

Les résultats issus de ces calculs sont visibles dans le Tableau III-2.

Tableau III-2 : Flux sédimentaires cumulés sur des cycles semi-diurnes de mortes-eaux, de marée moyenne et de vives-eaux, pour des conditions sans houle, avec une houle de 1,5 m et une houle annuelle de 4,2 m, pour les trois secteurs considérés.

Les calculs des flux sédimentaires ont été réalisés avec la formule de Wu *et al.* (2000). Le cumul orienté des flux sédimentaires prend en compte la direction du transport : positif si selon le flot et négatif si selon le jusant. Le cumul total ne prend pas en compte la direction. La houle considérée dans ces calculs a une période de 7 secondes et provient de l'Ouest (direction : N270). Les couleurs sont représentatives des coefficients de marée.

		OUEST		EST		NORD-EST	
		<i>Flux cumulé (m³/m/Cycle semi-diurne)</i>		<i>Flux cumulé (m³/m/Cycle semi-diurne)</i>		<i>Flux cumulé (m³/m/Cycle semi-diurne)</i>	
		Orienté	Total	Orienté	Total	Orienté	Total
Sans Houle (Marée seule)	ME (Coeff.	-4,98E-05	1,34E-04	2,60E-05	2,62E-05	-3,69E-06	4,16E-06
	Marée Moyenne	3,31E-03	3,71E-03	7,63E-04	7,72E-04	1,3E-04	1,5E-04
	VE (Coeff.	1,34E-02	1,80E-02	6,6E-03	8,5E-03	1,7E-03	1,9E-03
Hs = 1,5 m	ME (Coeff.	-1,13E-02	3,90E-02	-7,60E-03	1,60E-01	-1,80E-02	8,71E-02
	Marée Moyenne	-4,66E-03	6,56E-02	-1,68E-02	9,36E-02	-2,8E-02	1,0E-01
	VE (Coeff.	-2,75E-03	1,18E-01	-6,0E-02	2,6E-01	-4,1E-02	1,3E-01
Hs = 4,2 m	ME (Coeff.	-3,37E-01	1,14E+00	-4,03E-01	4,87E+00	-6,00E-01	2,78E+00
	Marée Moyenne	-3,76E-01	1,41E+00	-7,78E-01	2,58E+00	-1,1E+00	3,0E+00
	VE (Coeff.	-5,39E-01	1,82E+00	-1,9E+00	5,4E+00	-1,5E+00	3,4E+00

Période calme (Forçage tidal seul)

En période de temps calme (i.e. sans houle), les flux sédimentaires sont orientés vers l'Est à l'échelle du cycle semi-diurne, et cela quels que soient les secteurs et les coefficients de marée considérés. Dans ces conditions, nous vérifions la tendance à la diminution de la mobilisation sédimentaire d'Ouest en Est. En vives-eaux, les flux totaux (sans considération de leur orientation) pour les secteurs Ouest, Est et Nord-Est sont respectivement de $1,8.10^{-2}$, de $8,5.10^{-3}$ et de $1,9.10^{-3}$ m³/m/cycle semi-diurne. Ceci semble impliquer que dans ces conditions, et dans l'hypothèse d'un disponible sédimentaire « illimité », le transport sédimentaire soit contrôlé principalement par l'hydrodynamisme et non par la granulométrie qui est décroissante d'Ouest en Est. Cependant, en conditions de disponible sédimentaire proche de la réalité, il est possible que la granulométrie

devienne un facteur de contrôle important, voire principal (cas des calculs de flux issus de modèles spatialisés, cf. Chapitre II, §V).

Périodes agitées (Forçages tidal et houle)

En période de houle établie, si nous ne considérons que les flux cumulés orientés, nous notons que le transport sédimentaire se dirige vers l'Ouest à l'échelle semi-diurne, et cela quels que soient les secteurs et les coefficients de marée considérés. Ceci est lié à plusieurs phénomènes qui sont mis en évidence lorsque l'évolution du frottement sur le fond induit par le courant et celui induit par la houle est analysée (Figure III.22).

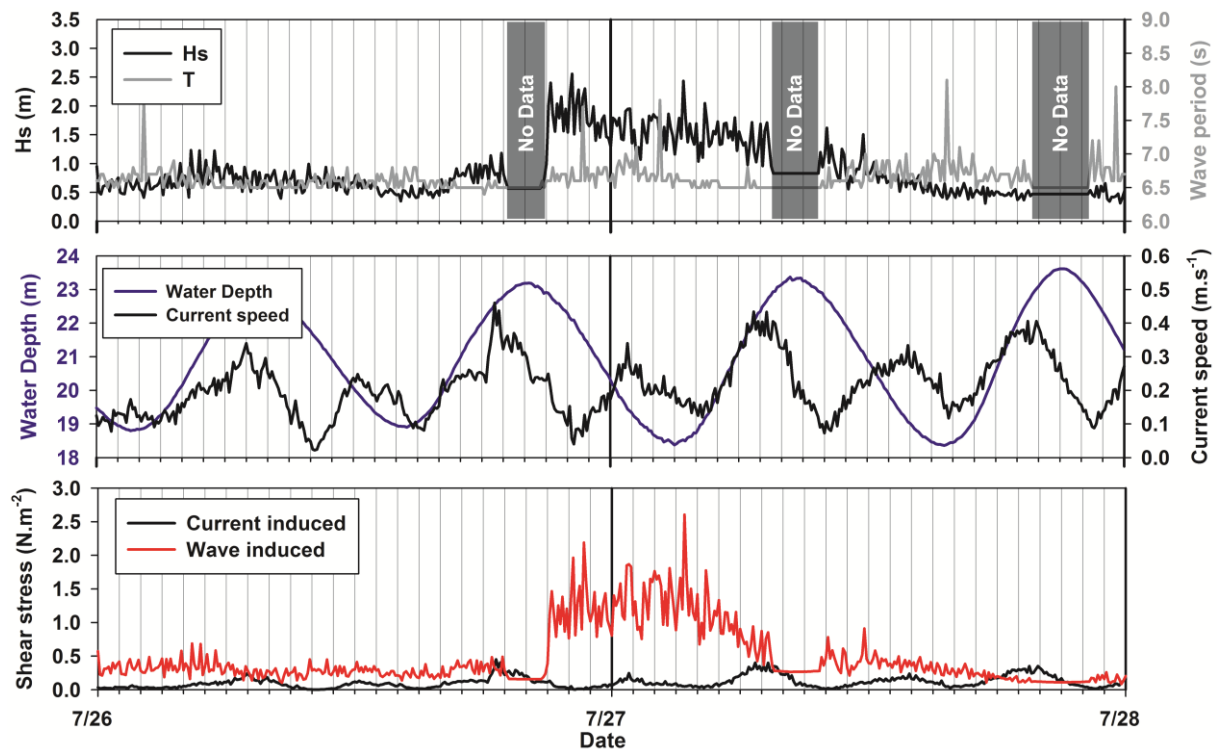


Figure III.22 : Frottement sur le fond induit par le courant (Eq. 7, courbe noire) et par les vagues (Eq. 8, courbe rouge) calculé à partir de mesures courantologiques.

Les conditions hydrodynamiques (vitesse de courant, caractéristiques de la houle, hauteur d'eau) utilisées pour le calcul correspondent aux mesures acquises par le courantomètre C2 en 2007 (MOSAG07, localisation du courantomètre en Figure III.11).

Le frottement sur le fond, ou contrainte cisailante, est un paramètre essentiel dans la dynamique sédimentaire car l'érosion et la mise en suspension du sédiment vont dépendre de sa valeur. Déjà, nous pouvons noter que le cisaillement induit par le courant est beaucoup plus faible que celui induit par un épisode agité, ce qui souligne l'importance de la houle dans ces environnements de faibles profondeurs.

Lorsque des vagues s'établissent sur la zone d'étude (ex : 26-27 juillet 2007, Figure III.22), l'impact de la houle sur le fond est plus fort lors du jusant et cela malgré des courant plus faibles car la hauteur

d'eau est plus faible, ce qui induit un frottement sur le fond plus important, et par conséquent une dynamique sédimentaire accrue vers l'Ouest.

Les courants de jusant sont certes moins intenses que ceux du flot, mais ils s'établissent sur une durée plus longue (en moyenne, 6h30-7h pour le jusant contre 5h30-6h pour le flot, Figure III.22). Cette asymétrie temporelle de la marée tend à s'amplifier avec l'augmentation des coefficients de marée.

Ainsi, en période de forte agitation, dès lors que la contrainte de frottement combinée houle – courant permet la mobilisation du sédiment, la durée du jusant devient un paramètre prépondérant à considérer, ce qui peut alors avoir pour effet de renverser le résiduel du transport sédimentaire.

Cette tendance n'a pas été visible sur les mesures réalisées car les épisodes de houle n'ont pas été suffisamment longs pour couvrir toute la durée d'un cycle semi-diurne.

Lorsque nous considérons les flux totaux, nous notons que la marée combinée à la houle permet de transporter une quantité de sédiment 10 à 100 fois supérieure à la marée seule en conditions de houles « moyennes » et 100 à 1000 fois supérieure à la marée seule en conditions de houles annuelles, respectivement dans les secteurs Ouest à Nord – Est. De plus, le fait que les flux sédimentaires du secteur Est soient légèrement supérieurs à ceux calculés au niveau du secteur Ouest ($\times 2$ pour une houle « moyenne » et $\times 3$ pour une houle annuelle) tend à indiquer, que dans ces conditions, la granulométrie du sédiment est un facteur de contrôle prépondérant dans la dynamique sédimentaire. Ce dernier constat semble vrai dès lors que la capacité de transport des courants est suffisante pour permettre cette augmentation de flux. Ceci expliquerait pourquoi le secteur Nord-Est ne suit pas cette tendance.

II. Morphodynamique sur les pas de temps courts

La marée et la houle influencent fortement le transport sédimentaire dans la zone d'étude. Ici, nous nous proposons d'analyser leur impact sur la dynamique des dunes sous-marines sur des pas de temps courts, qui vont des cycles tidaux semi-diurne et semi-lunaire (mortes-eaux/vives-eaux) aux échelles du coup de vent et de l'année. Pour cela, les déplacements des dunes (direction et taux de migrations, modifications morphologiques) ainsi que leurs évolutions volumiques (érosion / dépôt) seront quantifiées sur ces pas de temps courts grâce à la répétition de levés bathymétriques sur des mêmes secteurs.

II.1.Méthodologie

II.1.1. Stratégie d'étude

Lors des campagnes MOSAG07 et MOSAG08, l'étude de l'évolution morpho-sédimentaire des fonds marins a été réalisée grâce à des sondages bathymétriques répétés sur le court-terme. L'étude morphodynamique a été conduite sur quelques profils Est-Ouest et quelques boîtes représentatives des différentes morphologies observées le long du gradient (localisation en Figure III.23).

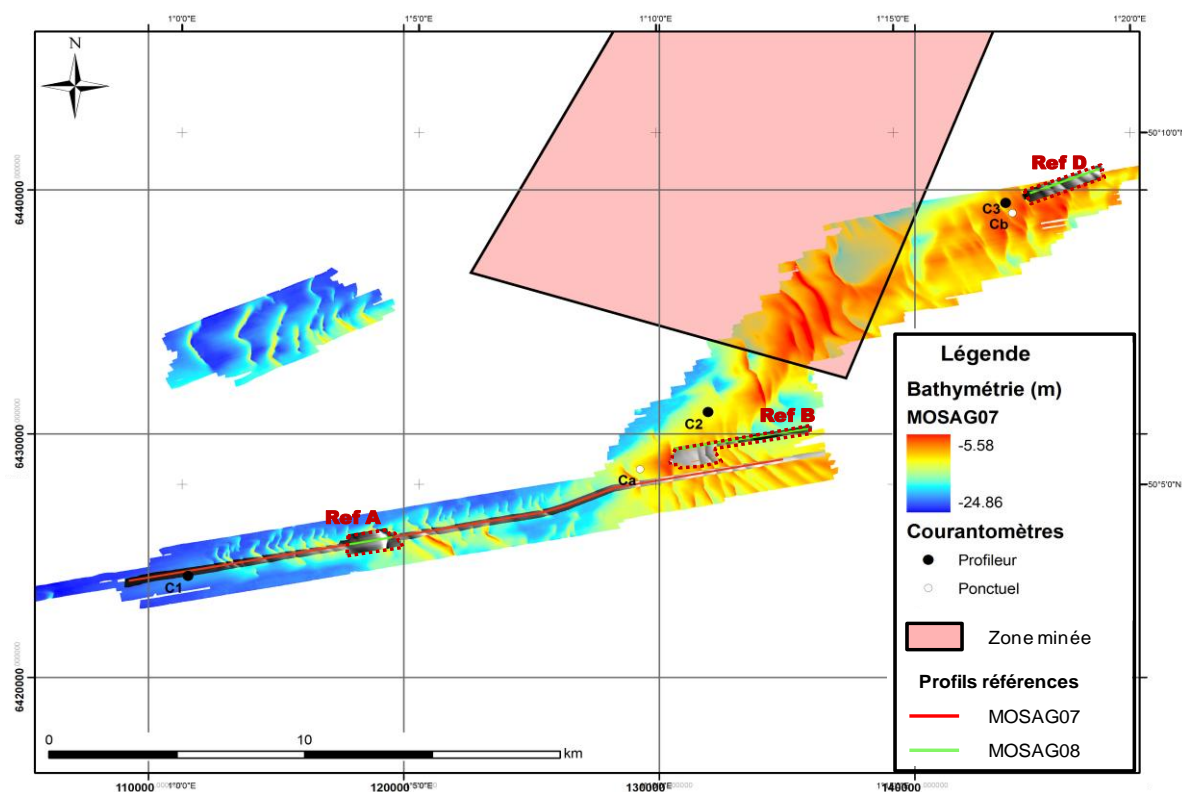


Figure III.23 : Localisation des levés multi-faisceaux références et des courantomètres déployés lors des campagnes MOSAG07 et MOSAG08.

Les boîtes références de MOSAG08(RefA, RefB et RefD) sont figurées par des traits pointillés bruns. La bathymétrie correspond à celle acquise en 2007 (WGS84, Projection World Mercator).

II.1.1.1 Localisation des données bathymétriques

Lors de MOSAG07, un profil référence a été défini au Sud de la zone d'étude. Ce profil est long de quasiment 17 km, il coupe 27 dunes présentant des morphologies diverses : à l'Ouest, des barkhanes dont la hauteur peut atteindre 8 mètres, puis vers l'Est, à mesure que les dunes se surimposent au banc sableux, des dunes rectilignes avec des hauteurs comprises entre 3 et 5 mètres environ (Figure III.24). Ce profil est considéré comme étant représentatif du gradient morpho-sédimentaire qui caractérise la zone d'étude.

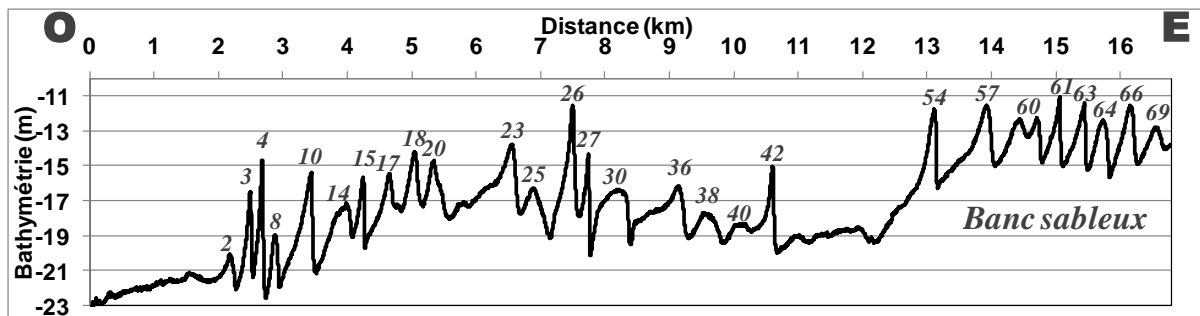


Figure III.24 : Profil bathymétrique référence réalisé lors de MOSAG07 (2007).

Localisation du profil en Figure III.23. Les chiffres correspondent aux identifiants des dunes définis dans le chapitre II, Figure II.9.

Au Nord de la zone d'étude, le gradient morpho-sédimentaire est plus marqué (structures de dimensions plus importantes) mais nous avons décidé de ne pas effectuer le suivi sur ce dernier. En effet, une grande partie de ce secteur est située dans une zone minée et il aurait été impossible par la suite de réaliser des prélèvements sédimentaires, ou de disposer des instruments de mesure sur le fond.

Lors de MOSAG08, nous nous sommes concentrés non plus sur la dynamique du gradient dans sa totalité, mais sur celle de plusieurs objets sédimentaires particuliers qui décrivent la diversité morphologique observée le long du gradient. Ainsi, 3 boîtes références ont été définies (Figure III.23): i) la boîte Ref A, au Sud-Ouest de la zone, est centrée sur une barkhane constituée de sables grossiers (D50 variant entre 1,2 et 1,8 mm) dont les dimensions sont relativement importantes (hauteur et longueur d'onde de 7 et 550 m respectivement). Cette dune semble dépourvue de figures sédimentaires surimposées ; ii) la boîte Ref B, au centre de la zone, couvre une partie des dunes rectilignes surimposées au banc tidal. Le sédiment constituant ce secteur est plus fin (sables moyens à fins, D50 compris entre 0,3 et 0,6 mm). Dans la partie orientale de cette boîte, le fond marin montre des petites dunes (mégarides) dont la hauteur peut atteindre 50 centimètres et la longueur d'onde varie de 20 à 35 m ; iii) la boîte Ref D est située dans le secteur Nord-Est, au niveau de dunes rectilignes peu hautes (3 – 4 m) constituées de sables fins (D50 = 0,25 mm).

Les profils bathymétriques extraits de ces boîtes références sont visibles en Figure III.25.

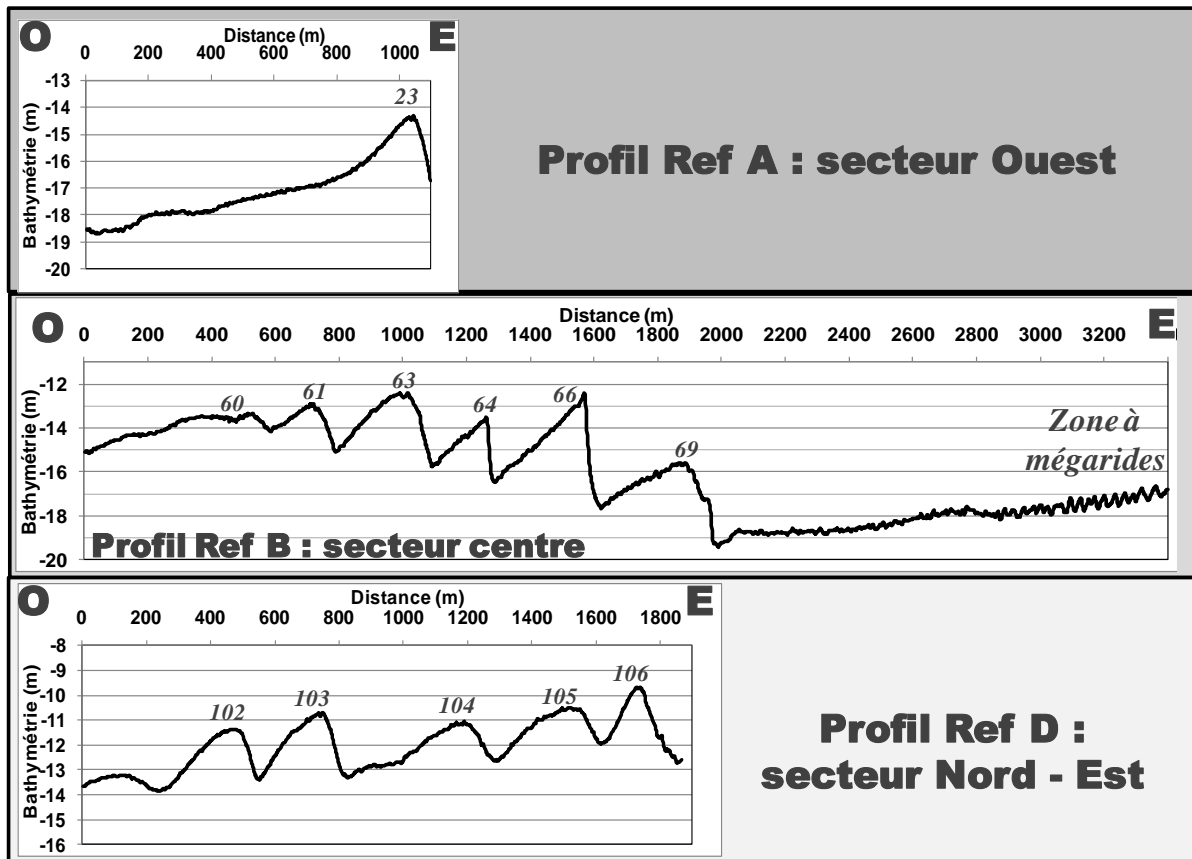


Figure III.25 : Profils bathymétriques références extraits des boîtes références réalisées lors de MOSAG08 (2008).

Localisation des profils en Figure III.23. Les chiffres correspondent aux identifiants des dunes définis dans le chapitre II, Figure II.9.

Pour quantifier la dynamique des différents corps sédimentaires, d'éventuelles fluctuations des frontières spatiales entre les ensembles de corps sédimentaires, et réaliser des bilans d'érosion-dépôt, les levés multi-faisceaux ont été répétés plusieurs fois : à différents moments de la marée encadrant des cycles semi-diurnes et des cycles ME-VE, et pour différentes conditions d'agitation (temps calme ou coup de vent). Le déroulement précis des campagnes MOSAG-07 et -08, comprenant les différentes dates des levés, est synthétisé sur la Figure III.26.

II.1.1.2 Chronologie d'acquisition des données bathymétriques

En 2007, le levé du profil référence a été répété 8 fois. Lors de cette campagne, le laps de temps entre deux levés consécutifs pouvait difficilement être inférieur au cycle semi-diurne car la durée du levé était de 2 à 3 h, du fait de la longueur du profil. Néanmoins, le nombre important de répétition a permis d'observer l'évolution morphologique des fonds sur plusieurs échelles de temps :

- **Le cycle semi-lunaire (mortes-eaux / vives-eaux)**, grâce aux comparaisons des profils **Ref 1** et **Ref 7** acquis lors de pleines mers (PM), et des profils **Ref 2** et **Ref 8** acquis lors de basses mers (BM). Pour ces deux cas, les levés ont été réalisés à 13 jours d'intervalle au cours desquels seul un épisode de forte houle (H_s supérieure à 3 mètres) s'est produit.

- *Le cycle semi-diurne*, grâce à la comparaison des profils **Ref 4** et **Ref 6** acquis en BM lors de marées de VE (4 cycles semi-diurnes), en période calme (pas d'épisode de houle important).
- *A l'échelle du flot*, grâce à la comparaison des profils **Ref 4** et **Ref 5** acquis respectivement en BM et en PM, lors de marées de VE (4 cycles semi-diurnes), en période calme.
- *A l'échelle du coup de vent*, grâce à la comparaison des profils **Ref 1** et **Ref 3** acquis en PM à 4 cycles semi-diurne d'intervalles, lors de marées de ME. Entre ces deux levés, un important coup de vent a permis la formation d'un épisode de houle forte (H_s pouvant dépasser 3 m et période de 6,5 s) sur une journée environ.

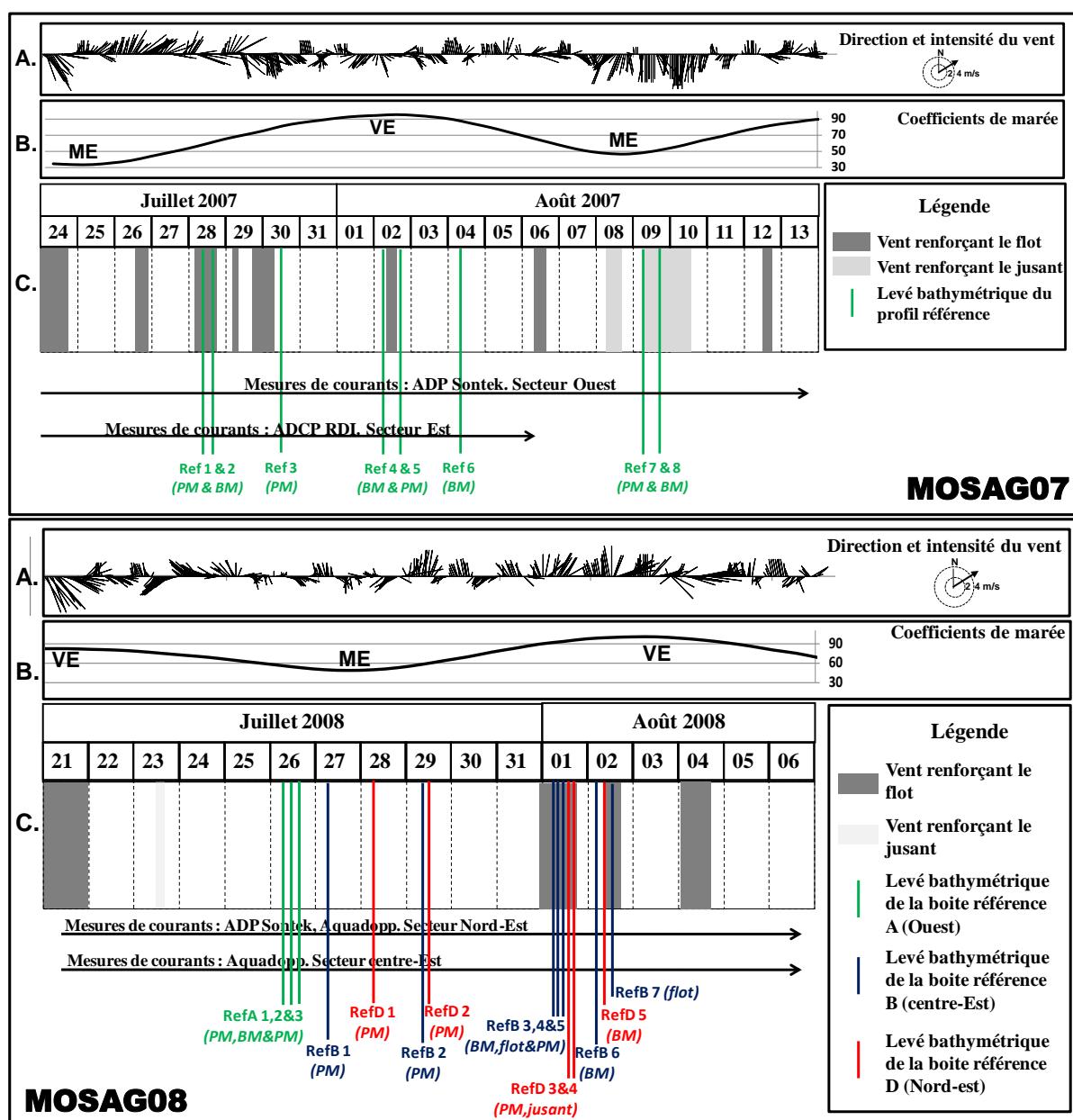


Figure III.26 : Chronologies de réalisation des profils bathymétriques références lors des campagnes MOSAG07 et MOSAG08.

A. Intensité et direction (= inverse de la provenance) des vents enregistrées à Dieppe. B. Coefficients de marée. C. Déroulement des opérations : périodes de mesures des courants, date des levés bathymétriques de référence.

En 2008, le fait de travailler, non plus à l'échelle du gradient morpho-sédimentaire, mais à l'échelle des corps sédimentaires, a rendu impossible un suivi simultané de toutes les boîtes de travail du fait des distances importantes les séparant. Néanmoins, la répétition des levés bathymétriques des boîtes références ont permis de suivre la morphodynamique des corps sédimentaires sur quasiment ces mêmes pas de temps.

L'évolution morphologique de la boîte Ref A a été analysée sur un cycle semi-diurne d'une marée de ME (**Ref A1 / Ref A2 / Ref A3**).

La boîte Ref B est celle qui a été le plus mesurée (7 levés) lors de MOSAG08 car nous souhaitions observer la dynamique des petites à moyennes dunes se trouvant dans la partie orientale de la boîte, car nous les supposons plus réactives, avec une migration potentiellement plus facilement quantifiable sur ces pas de temps courts (Idier *et al.*, 2002). De plus, l'étude de la dynamique de ce type de petites formes permet d'appréhender l'impact des dimensions des corps sédimentaires sur leur dynamique. Dans ce secteur Centre, les différents levés permettent d'étudier le déplacement des dunes à l'échelle du flot (**Ref B3 / Ref B4 / Ref B5**, en marée de VE), des cycles semi-diurnes (**Ref B1 / Ref B2**, en marée de ME ; **Ref B3 / Ref B6**, en marée de VE) et d'un demi cycle ME – VE (**Ref B1 / Ref B7**, de ME à VE).

La boîte Ref D, quant à elle, a été observée principalement à l'échelle semi-diurne (**Ref D1 / Ref D2**, en marée de ME ; **Ref D4 / Ref D5**, en marée de VE).

Les levés bathymétriques réalisés lors des campagnes MOSAG07 et MOSAG08 sont espacés d'environ 1 an. Ainsi, leur comparaison permet d'étudier la morphodynamique des dunes à l'échelle annuelle.

L'ensemble des échelles de temps considérées, et les profils correspondants, sont synthétisés dans le Tableau III-3.

Tableau III-3 : Synthèse des pas de temps considérés et des conditions hydrodynamiques en fonction des profils bathymétriques comparés.

La teinte rosée représente les périodes pour lesquelles la houle est significative.

Une période est considérée comme calme lorsque les coups de vent induisent la formation d'une houle dont la hauteur ne dépasse pas 1 m. Les périodes assez calmes correspondent à des périodes assez longues caractérisées par un épisode de houle forte ou modérée de relative courte durée (généralement inférieur à 1 jour).

Campagne	Profils comparés	Conditions de houle	échelle temporelle	échelle spatiale
MOSAG07	Ref 1 (PM) - Ref 7 (PM)	Période assez calme	13 jours (~ Cycle ME-VE)	Gradient morpho-sédimentaire
MOSAG07	Ref 2 (BM) - Ref 8 (BM)	Période assez calme	13 jours (~ Cycle ME-VE)	Gradient morpho-sédimentaire
MOSAG08	Ref B1 (PM) - Ref B7 (flot)	Période assez calme	1/2 cycle ME-VE (ME > VE)	Dunes rectilignes (H ~ 2 - 5 m) et mégarides (H ~ 0,5 m)
MOSAG07	Ref 4 (BM) - Ref 6 (BM)	Calmes	4 Cycles semi-diurnes (VE)	Gradient morpho-sédimentaire
MOSAG08	Ref B1 (PM) - Ref B2 (PM)	Calmes	4 cycles semi-diurnes (ME)	Dunes rectilignes (H ~ 2 - 5 m) et mégarides (H ~ 0,5 m)
MOSAG07	Ref 1 (PM) - Ref 3 (PM)	Episode de houle forte (Hs = 3 m ; T = 6,5 s)	4 Cycles semi-diurnes (ME)	Gradient morpho-sédimentaire
MOSAG08	Ref B3 (BM) - Ref B6 (BM)	Episode de houle modérée (Hs = 2 m ; T = 7 s)	2 cycles semi-diurnes (VE)	Dunes rectilignes (H ~ 2 - 5 m) et mégarides (H ~ 0,5 m)
MOSAG08	Ref B4 (Flot) - Ref B7 (Flot)	Episode de houle modérée (Hs = 2 m ; T = 7 s)	2 cycles semi-diurnes (VE)	Dunes rectilignes (H ~ 2 - 5 m) et mégarides (H ~ 0,5 m)
MOSAG08	Ref D1 (PM) - Ref D2 (PM)	Calmes	2 cycles semi-diurnes (ME)	Dunes rectilignes (H ~ 2 - 3 m)
MOSAG08	Ref D4 (Jusant) - Ref D5 (BM)	Episode de houle modérée (Hs = 2 m ; T = 7 s)	1 cycle semi-diurne (VE)	Dunes rectilignes (H ~ 2 - 3 m)
MOSAG08	Ref A1 (PM) - Ref A3 (PM)	Calmes	1 cycle semi-diurne (ME)	1 barkhane (H ~ 5,5 m)
MOSAG07	Ref 4 (BM) - Ref 5 (PM)	Calmes	Flot (VE)	Gradient morpho-sédimentaire
MOSAG08	Ref B3 (BM) - Ref B4 (Flot) - Ref B5 (PM)	Episode de houle modérée (Hs = 2 m ; T = 7 s)	Flot (VE)	Dunes rectilignes (H ~ 2 - 5 m) et mégarides (H ~ 0,5 m)
MOSAG08	Ref A1 (PM) - Ref A2 (BM)	Calmes	Jusant (ME)	1 barkhane (H ~ 5,5 m)
MOSAG08	Ref A2 (BM) - Ref A3 (PM)	Calmes	Flot (ME)	1 barkhane (H ~ 5,5 m)

II.1.2. Limites des mesures

Afin de suivre l'évolution bathymétrique des fonds marins sur ces pas de temps courts, il est nécessaire de disposer de mesures très précises. Généralement, les données multifaisceaux répondent à ce critère, du fait de la bonne résolution des mesures et de la densité des sondes.

La précision horizontale des mesures est principalement dépendante de la précision du GPS, qui est de 3 à 5 mètres sur le secteur d'étude (DGPS indisponible). La précision verticale du sondeur multi-faisceaux étant de 10 % de la hauteur d'eau selon le constructeur, elle devrait donc varier entre $\pm 0,25$ m et $\pm 0,1$ m en fonction du secteur considéré. Néanmoins, l'analyse des profils bathymétriques a permis de montrer qu'un fond considéré comme plat possédait généralement des irrégularités pouvant atteindre 0,2 m, et cela quelle que soit la profondeur. C'est cette dernière valeur que nous considérerons comme marge d'erreur.

De plus, le sondeur EM1000 utilisé lors des campagnes de mesures avait un important problème de circularisation (*cf.* Chapitre I, §III.3.1.1), ce qui a induit une convexité des profils bathymétriques sur leur section transversale. Un important travail a été réalisé pour corriger ce biais induit par le sondeur lui-même grâce au traitement développé par Breton (2009) (*cf.* Chapitre I,

§III.3.1.1). Cette méthode de correction est appliquée profil par profil. Elle est basée sur la comparaison des données bathymétriques avec un profil référence et permet d'obtenir un résultat satisfaisant lorsque seul un levé est considéré. Cependant, lorsque la comparaison concerne différents levés (fait à des dates différentes), des imperfections notables (pouvant atteindre 0,8 m) subsistent encore car les MNTs références utilisés pour corriger les données diffèrent d'un levé à l'autre.

La Figure III.27 montre un exemple de différentiel bathymétrique réalisé sur le court terme (levés réalisés pendant les PM, à 4 cycles semi-diurnes d'intervalle en mortes – eaux).

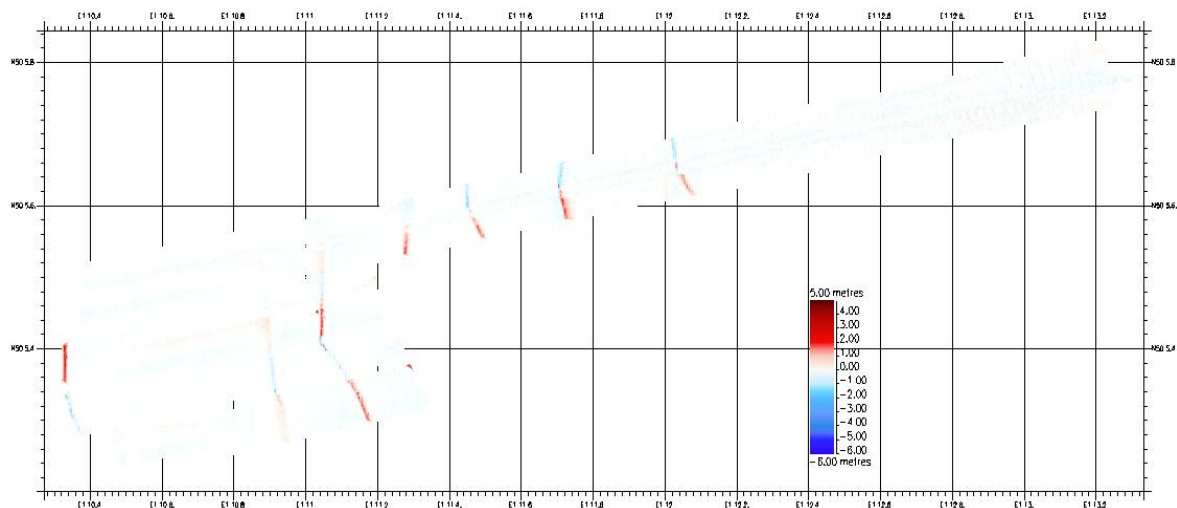


Figure III.27 : Exemple de différentiel bathymétrique réalisé sur le court terme (RefB2-RefB1, 4 cycles semi-diurnes en mortes – eaux).

Les zones en accrétion sont en rouge, celles en érosion en bleu et celles stables (évolution $\pm 0,5$ m) en blanc.

Une rapide analyse visuelle de cette figure indique que les mouvements sont concentrés au niveau des crêtes de dunes. Cependant, la tendance observée varie en fonction du sens de réalisation du profil : une même crête de dune peut montrer à la fois une érosion et une accrétion sur son extension latérale, d'un profil à l'autre. En fait, si nous étudions les déplacements plus en détails, nous remarquons que la tendance ne s'inverse pas toujours, mais qu'elle est plus ou moins marquée selon la direction du profil. Sur l'exemple présenté en Figure III.27, les dunes semblent migrer légèrement vers l'Est : ceci est souligné au niveau des crêtes par, selon le sens de passage, la juxtaposition (i) d'une bande de faible érosion à l'Ouest et d'une bande de forte accrétion à l'Est, ou (ii) d'une bande de forte érosion à l'Ouest d'une bande relativement stable à l'Est.

Sur des pas de temps très courts, les variations morphologiques étant vraisemblablement assez faibles, ces erreurs inhérentes au sondeur sont très handicapantes. Du fait de ces incertitudes, nous n'utiliserons pas de cartes différentielles dans cette partie. Nous travaillerons uniquement à partir de profils que nous aurons préalablement corrigés de ce biais. Les erreurs liées à la correction des profils bathymétriques, qui consistent à abaisser ou surélever les profils, parfois de plusieurs dizaines de

centimètres, rendent délicat le travail selon une bathymétrie absolue. Les données bathymétriques seront donc considérées comme exactes uniquement d'un point de vue relatif, des zones considérées comme stables servant à recalibrer les données bathymétriques (les pieds de dunes, par exemple).

Les profils étudiés sont extraits de MNTs maillés à 4 m lorsque l'étude est réalisée à l'échelle de la zone d'étude (comparaison MOSAG07 – MOSAG08), ou à 2 m lorsque l'étude est réalisée à une échelle spatiale plus réduite (travail sur les profils références). Cette précision est nécessaire pour appréhender de manière fine la dynamique des corps sédimentaires.

II.1.3. Quantification de l'évolution morphologique

L'évolution morphodynamique des dunes peut être quantifiée selon plusieurs méthodes, complémentaires les unes des autres (Figure III.28).

Dans un premier temps, la dynamique des dunes peut être appréhendée en mesurant ***la migration des dunes*** entre deux levés : en rapportant cette distance à la période séparant les deux levés, il est possible d'accéder à la vitesse de migration des dunes. Classiquement, seuls les mouvements des crêtes sont observés, mais ici, nous reporterons généralement les déplacements des pieds amont et aval afin d'obtenir une description plus complète de la dynamique dunaire. La marge d'erreur relative au déplacement des dunes entre 2 levés est de ± 10 m au maximum, ce qui correspond à la somme des erreurs maximales relatives à chaque levé. En comparant deux profils bathymétriques levés à des dates différentes, il est également possible de suivre ***l'évolution morphologique des dunes***. Sur l'exemple proposé en Figure III.28, la migration de la dune vers l'Ouest est associée à une légère augmentation de sa hauteur alors que sa largeur reste identique, ce qui induit une accentuation des pentes de ses flancs.

Par la suite, la morphodynamique des dunes peut être quantifiée au travers de leur ***évolution volumétrique***. Pour cela, le volume de la dune est calculé pour chaque levé réalisé, puis les résultats sont comparés. Ce volume correspond à la surface comprise entre la base de la dune (Z ref : point le plus bas de la dune) et le fond bathymétrique, le tout rapporté à un mètre linéaire de dune en largeur pour obtenir un volume. Le calcul de volume a été réalisé en considérant la dune comme une succession de trapèzes rectangles ayant une base égale à un mètre le long du profil. Le volume de chaque trapèze rectangle a été calculé, leur somme constituant le volume dunaire. L'évolution volumétrique est déduite de la soustraction du volume du trapèze localisé au même endroit sur le profil, mais à des dates différentes. L'avantage de cette approche est d'obtenir une vision spatialisée de l'évolution morphologique.

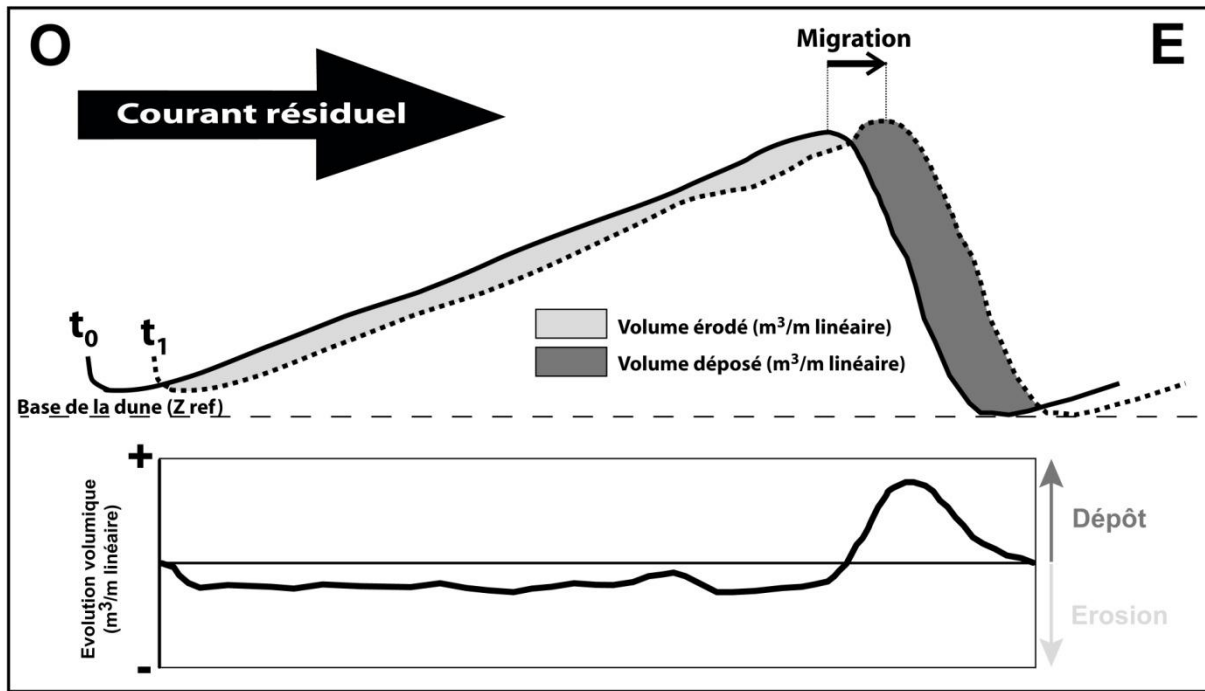


Figure III.28 : Schéma illustrant la quantification de la morphodynamique des dunes au travers du déplacement des dunes et de leurs évolutions morphologique et volumétrique.

Sur l'exemple proposé en Figure III.28, il est possible d'observer que la migration de la dune correspond à une érosion d'une couche peu épaisse de sédiment sur son flanc doux associée à un important dépôt en aval de la crête. La marge d'erreur de ce calcul correspond à l'erreur horizontale, liée au positionnement GPS (± 10 m), multipliée par l'erreur verticale inhérente au sondeur ($\pm 0,2$ m), et est donc égale à $4 \text{ m}^3 / \text{m linéaire}$, et cela, quelle que soit la portion de profil considérée. Les erreurs liées à la correction des données bathymétriques ne sont pas considérées ici, car pour chaque profil le volume d'une dune est calculé en prenant la base de la dune correspondant au levé analysé. Ainsi, lors de leur comparaison, les erreurs s'annulent.

La marge d'erreur relative à l'évolution volumique des dunes étant relativement importante, cette approche ne sera utilisée que lorsque les volumes en jeu sont significatifs.

II.2. Résultats

Les résultats relatifs à la morphodynamique des dunes sur les pas de temps courts vont être présentés à l'échelle du cycle semi-diurne, du coup de vent, du cycle semi-lunaire et à l'échelle annuelle. Nous ne présenterons pas ici tous les levés références réalisés au cours des 2 campagnes mais seulement quelques exemples significatifs. Les évolutions morphodynamique et volumique des dunes seront présentées d'abord à l'échelle de l'ensemble du gradient, puis de manière plus détaillée à l'échelle de quelques exemples de dunes. Nous avons tenté de dégager, lorsque cela était possible, les principales tendances évolutives en fonction des différents secteurs étudiés (secteurs Ouest, Centre, Nord – Est).

II.2.1. Evolution morphodynamique à l'échelle du cycle tidal semi-diurne

Dans un premier temps, nous nous sommes concentrés sur l'évolution de l'ensemble du gradient morpho-sédimentaire sur ce pas de temps très court. Pour cela, nous avons quantifié les déplacements des dunes induits par le flot d'une marée de vives – eaux (coeff. 95 ; Ref 4 – Ref 5) et par la succession de quatre cycles semi-diurnes en condition de vives – eaux (Ref 4 – Ref 6) le long du profil référence réalisé lors de MOSAG07 (Figure III.29-A.).

L'observation de l'évolution du profil référence montre que les dunes ont peu bougé à l'échelle du cycle semi-diurne (1 à 4 cycles).

Phase de flot d'une marée de vives-eaux :

Lors de la phase de flot d'une marée de vives – eaux (Ref 4 – Ref 5), les dunes montrent une tendance à la migration vers l'Est, avec néanmoins des déplacements plus ou moins importants en fonction de la dune considérée. Certaines dunes semblent s'être déplacées vers l'Est, mais les déplacements observés sont compris dans la marge d'erreur, soit inférieurs à 10 m (exemple des dunes 4, 26, 54, 69). 8 dunes sur 26 seulement présentent une migration significative, c'est-à-dire d'au moins 10 m. Il s'agit d'un déplacement de la crête vers l'Est parfois associé à celui d'un pied (dunes 8, 14, 23, 38, 42, 57, 64) ou du déplacement de l'un des pieds (dunes 25, 61 et 69). Les déplacements peuvent atteindre plus de $20\text{ m} \pm 10\text{ m}$ (cas des dunes 14, 57, 64). Quelques dunes montrent une migration vers l'Ouest, bien que celle-ci concerne principalement l'un des pieds de la dune (dunes 57 et 60).

Afin de mieux visualiser les évolutions morphologiques associées ou à l'origine de ces déplacements, nous avons effectué des zooms sur des dunes appartenant aux secteurs Ouest et Est (Figure III.29.-B).

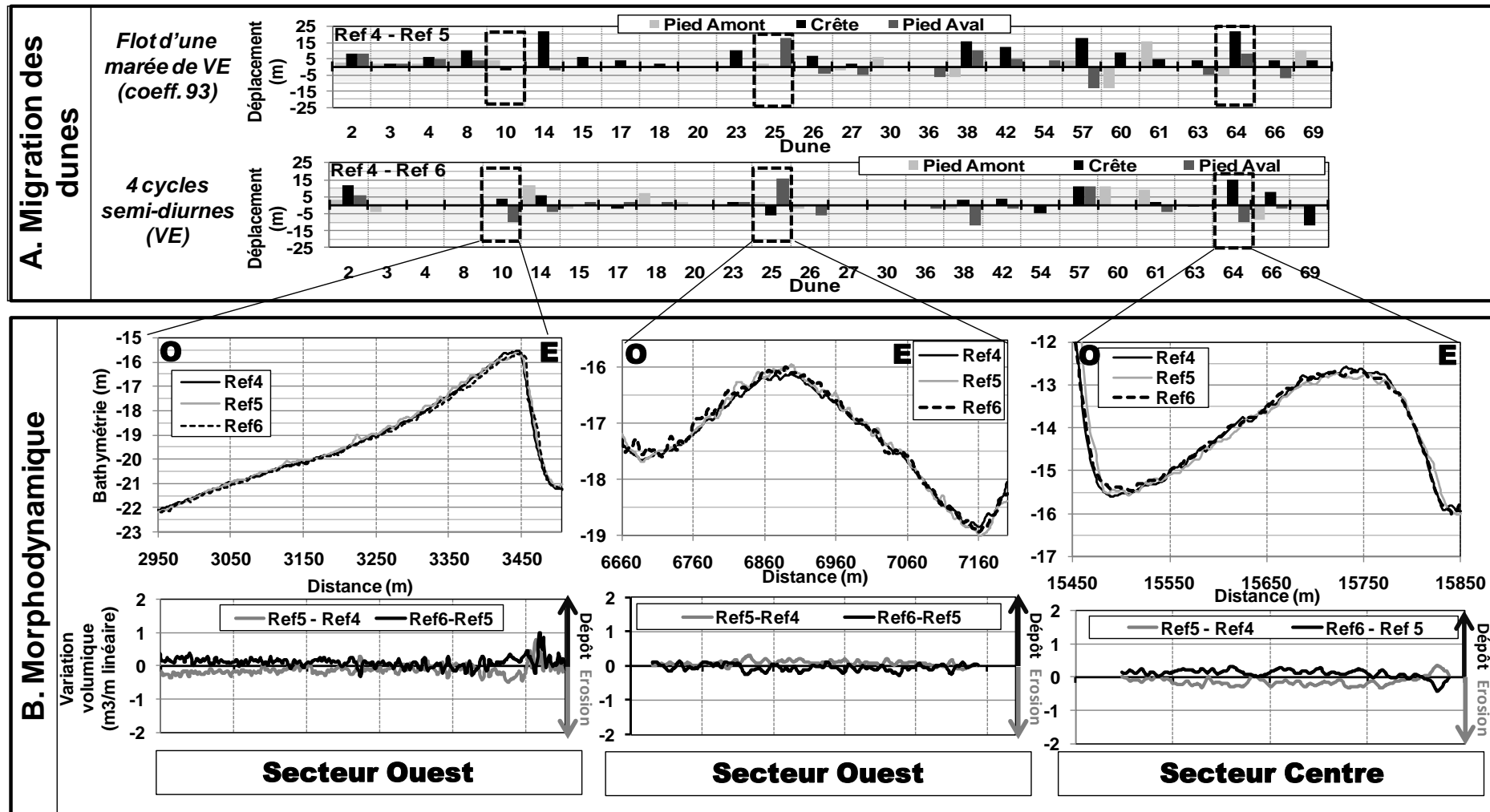


Figure III.29 : Dynamique des dunes le long du gradient morpho-sédimentaire, à l'échelle du flot d'une marée de vives – eaux et à l'échelle de 4 cycles tidaux semi-diurne de vives – eaux (période du 2 au 4 août 2007).

A. Déplacement des dunes (valeurs positives : migration vers l'Est, et négatives vers l'Ouest ; la zone grisée correspond à la marge d'erreur liée à la méthode).

B. Morphodynamique des dunes 10, 25 (secteur Ouest) et 64 (secteur Centre) sur ces pas de temps.

Pendant cette phase de marée de quelques heures, des variations morphologiques sont observées. Entre la BM et la PM, des corps surimposés aux dunes 10 et 25 (secteur Ouest) semblent s'être mis en place au niveau de leur flanc doux. Leurs hauteurs varient entre 10 et 20 cm environ. Pour la dune 10, le déplacement de sa crête vers l'Ouest, de $3 \text{ m} \pm 10 \text{ m}$, ne correspond pas à une migration de la dune dans sa globalité mais uniquement à la migration de la partie supérieure de la crête. L'analyse de l'évolution volumique associée à ces mouvements permet de bien mettre en évidence que les principales modifications surviennent au niveau de la crête (érosion de la partie sommitale et dépôt sur le flanc raide et/ou sur le flanc doux). Ainsi, le fait de considérer uniquement le mouvement de la crête peut donner une fausse idée de la dynamique des dunes. Ce constat est clairement visible lorsque les évolutions des dunes 25 (secteur Ouest) et 64 (secteur Centre) sont analysées. Le corps des dunes ne montre pas de réelles évolutions et le mouvement important de la crête ($20 \text{ m} \pm 10 \text{ m}$ vers l'Est) correspond en fait à la migration et/ou l'évolution morphologique des corps surimposés, ce qui se traduit par de légères variations volumiques, relativement cycliques le long du profil de dune. Pour la dune 64, ces évolutions morphodynamiques induisent une érosion sur le flanc doux accompagnée d'un dépôt en pied de flanc raide (pied aval).

Période incluant plusieurs cycles semi-diurnes :

L'analyse de l'évolution des dunes induite par 4 cycles semi-diurnes de vives – eaux (Ref 4 – Ref 6) met en évidence une dynamique assez faible (Figure III.29-A.). 9 des 26 dunes sont caractérisées par des migrations significatives, c'est-à-dire supérieures à la marge d'erreur de la méthodologie, de la zone de crête (dunes 2, 57, 64 et 69) ou de l'un des pieds (dunes 10, 14, 25, 38 et 60). Il ne s'agit pas systématiquement des dunes qui présentaient une migration significative sur la période Ref4 / Ref 5. Le léger mouvement de la crête de la dune 10 sur ce pas de temps est dû à une érosion de son flanc doux et à un dépôt au niveau du flanc raide associée à une diminution de la hauteur de la dune. Ainsi, malgré une migration non significative ($5 \text{ m} \pm 10 \text{ m}$), la dune a acquis un profil plus dynamique caractérisé par une augmentation de son asymétrie. Le déplacement le plus important de la partie sommitale d'une dune concerne la dune 64 ($15 \text{ m} \pm 10 \text{ m}$ vers l'Est), mais il ne correspond là encore qu'à une modification morphologique de sa crête par l'intermédiaire des petites dunes surimposées (les variations volumiques associées sont faibles). Lorsque les variations volumiques des dunes 25 (secteur Ouest) et 64 sont étudiées à ce pas de temps, nous notons qu'elles tendent à compenser les variations induites par un seul flot. Ceci pourrait indiquer qu'à l'échelle d'un ou plusieurs cycles semi-diurnes, la marée seule n'induit qu'un léger mouvement résiduel à l'échelle de la dune. Néanmoins, même s'il est vrai que les corps des dunes n'ont que peu bougé à l'échelle de plusieurs cycles semi-diurnes de vives – eaux, les corps surimposés à ces dunes possèdent quant à eux une dynamique non négligeable. Ce constat tend à indiquer que les volumes importants des dunes ont pour conséquence de leur conférer une inertie forte à ces pas de temps.

A l'échelle de deux cycles semi-diurnes de mortes – eaux, les dunes modelant le secteur Nord-Est (boîte de travail Ref D, localisation sur la Figure III.23) semblent ne pas être très dynamiques (Figure III.30-A). En effet, l'action des courants tidaux pendant ce laps de temps induit des déplacements significatifs uniquement pour les dunes 102 (crête : $15 \text{ m} \pm 10 \text{ m}$ vers l'Ouest) et 105 (crête : $25 \text{ m} \pm 10 \text{ m}$ vers l'Est). La morphologie des dunes n'évolue pas et les variations volumiques sont quasi – nulles (Figure III.30-B). Sur l'ensemble des dunes, des petites à moyennes dunes se mettent en place sur le flanc doux et au niveau de la crête et, là encore, ce sont elles qui sont à l'origine de la dynamique dunaire.

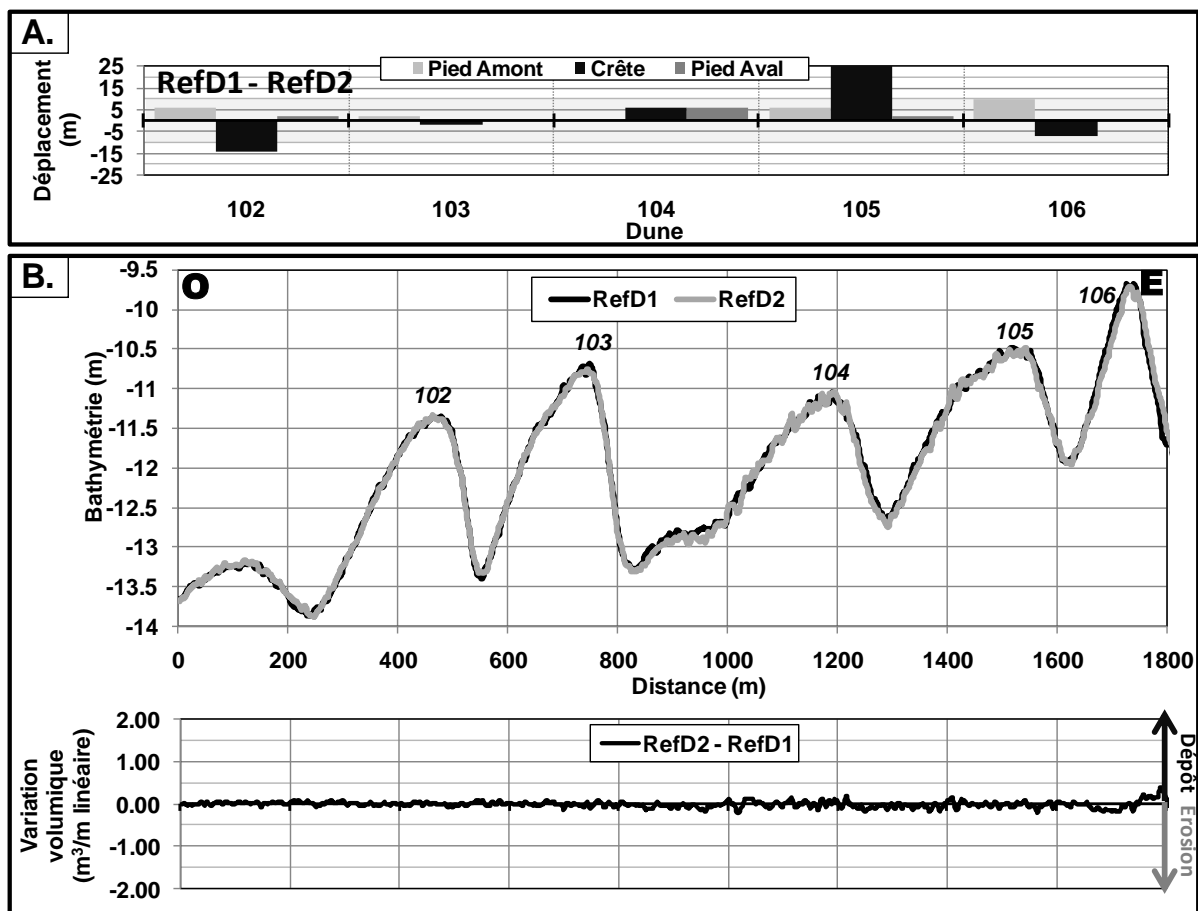


Figure III.30 : Morphodynamique des dunes 102, 103, 104, 106 (secteur Nord-Est, localisation Figure III.22), à l'échelle de 2 cycles semi-diurnes de mortes – eaux (période du 28 au 29 juillet 2008).

A. Déplacement des dunes (valeurs positives : migration vers l'Est, et négatives vers l'Ouest ; la zone grisée correspond à la marge d'erreur liée à la méthode) ; B. Morphodynamique des dunes sur ces pas de temps.

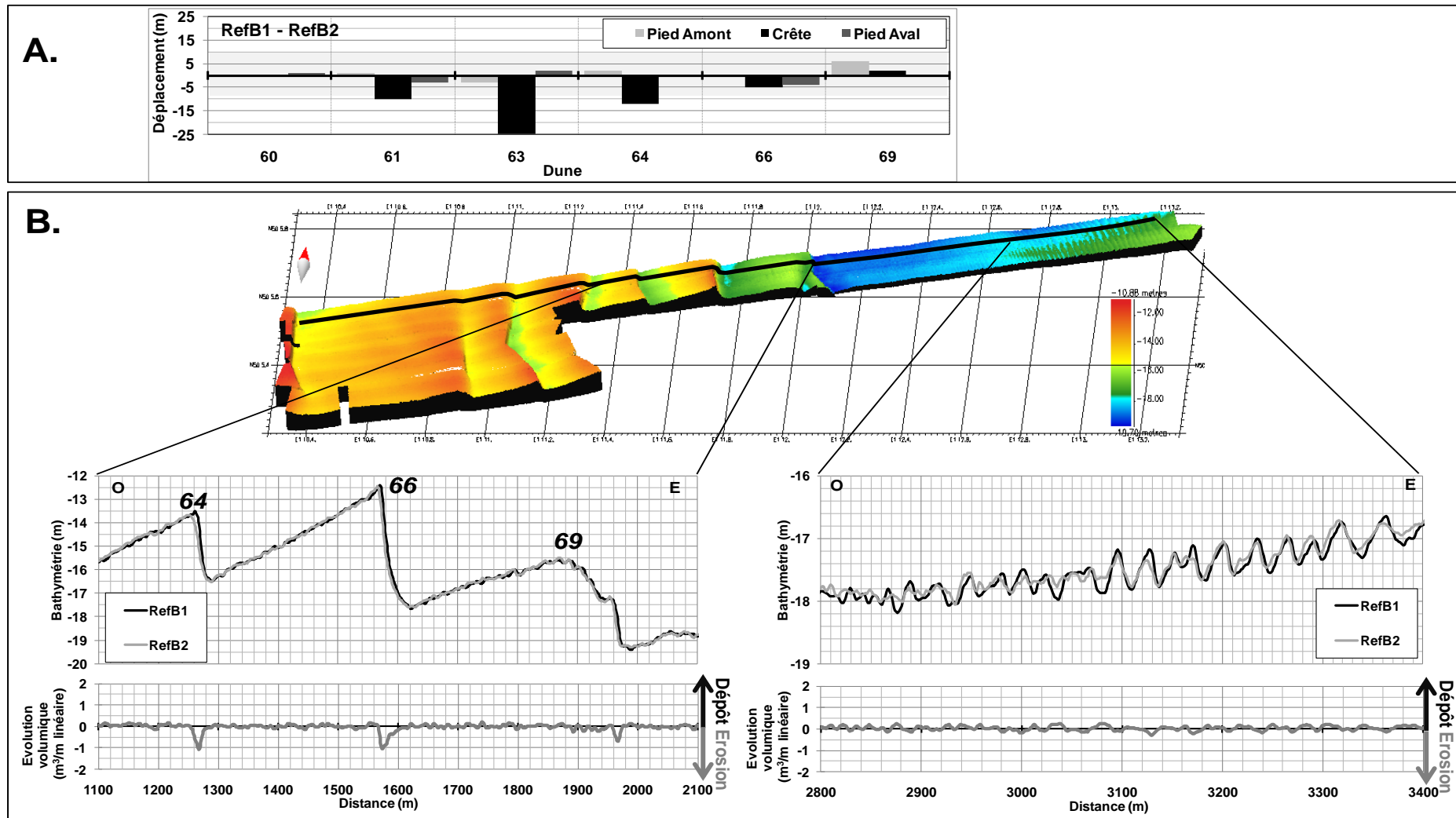
Au regard de ces premiers résultats, nous voyons clairement que le corps principal des dunes évolue faiblement à l'échelle du cycle tidal semi-diurne. Néanmoins, nous avons remarqué que des structures secondaires surimposées de plus petites dimensions pouvaient être plus dynamiques à ces pas de temps courts. Dans le but de vérifier cela, nous avons étudié l'évolution d'un profil bathymétrique, qui coupe une multitude de petites dunes (Ref B, secteur Centre, Localisation Figure III.23). Cette évolution a été suivie sur 4 cycles semi-diurnes de mortes – eaux (RefB1 – RefB2, Figure III.31).

A cette échelle de temps, la plupart des dunes, petites à moyennes et grandes à très grandes, montrent une tendance à la migration vers l'Ouest (e. g. dunes 61, 63 et 64), avec des déplacements de leur crête pouvant atteindre $25 \text{ m} \pm 10 \text{ m}$ pour la dune 63 (Figure III.31-A).

La dynamique des grandes dunes correspond essentiellement à une érosion systématique du flanc raide des dunes qui peut être associée à un léger dépôt sur le flanc doux de certaines dunes (Figure III.31-B). Le déplacement de la dune 64 s'accompagne d'une diminution de la hauteur de sa crête. Le déplacement de la crête de la dune 63 est, là encore, dû à la dynamique des corps surimposés sans que le corps de la dune n'évolue réellement.

La dynamique des petites à moyennes dunes situées dans la partie plus orientale du profil est également analysée ici. Tout d'abord, nous notons que nous reconnaissons clairement les différentes petites dunes d'un levé à l'autre. Du fait de la taille réduite de ces figures sédimentaires (hauteur de quelques décimètres), les variations bathymétriques verticales ne peuvent être caractérisées avec exactitude car elles coïncident avec la marge d'erreur. Nous nous sommes donc ici intéressés principalement aux mouvements horizontaux. Entre les deux levés, la morphologie de ces petites dunes n'est pas vraiment modifiée, mise à part une légère diminution de la hauteur de certaines d'environ 10 cm. Pour ce qui est de la dynamique, elles sont majoritairement immobiles sous ces conditions. Seules les petites à moyennes dunes les plus hautes semblent être caractérisées par une migration vers l'Ouest, avec néanmoins des déplacements inférieurs à $5 \text{ m} \pm 10 \text{ m}$. Toutefois, bien que les valeurs mesurées soient dans la marge d'erreur, les mouvements observables montrent deux tendances sur la période d'observation : (1) une migration vers l'Ouest est majoritairement enregistrée, (2) l'évolution morphologique correspond généralement à une diminution de l'amplitude des dunes induite par une érosion des crêtes et/ou un dépôt dans les creux inter-dunaires. Autrement dit, l'évolution des petites dunes semble marquée par un lissage de la morphologie avec une progradation vers l'Ouest.

La hauteur de la houle n'excédant pas 30 cm entre le 27 et le 29 juillet 2008 (pour une période d'environ 7 s), la marée semble être le seul forçage à influencer la dynamique des dunes sur ce pas de temps. De plus, les mesures des deux profils références analysés ici ont toutes été réalisées en PM. Ainsi, dans le cas où le profil le plus récent (RefB2) ne comprend pas le début de la phase de jusant, ces résultats sont surprenants car les dunes ont tendance à migrer dans la direction opposée à celle du résiduel tidal. Ceci tend à montrer qu'en mortes – eaux, même avec une petite houle, la direction des flux sédimentaires et donc de la migration peut être modifiée.



Pour résumer, plusieurs constats peuvent être faits quant à la morphodynamique des dunes de l'échelle du flot au cycle semi – diurne :

- les dunes ne sont pas toutes dynamiques sur ces pas de temps. Les très grandes dunes sont peu voire pas mobiles. Par contre, les petites à moyennes dunes se déplacent et ont quasiment toutes un comportement similaire. De petites dunes surimposées peuvent apparaître d'un cycle de marée à un autre, et sont parfois responsables de la mobilité « apparente » de la crête de la dune hôte.
- les intensités de migrations des dunes ne sont pas réellement différentes en fonction des conditions de marée : les dunes ne se déplacent pas obligatoirement plus en vives – eaux qu'en mortes – eaux. Des différences apparaissent surtout selon le pas de temps considéré. Certaines dunes montrent des déplacements pouvant dépasser $20\text{ m} \pm 10\text{ m}$ lors d'un flot de vives – eaux (souvent par l'intermédiaire des petites dunes surimposées), soit un mouvement d'environ 45 m à l'échelle d'un cycle semi – diurne, alors que les déplacements maximaux observés sont d'environ $25\text{ m} \pm 10\text{ m}$ sur 2 cycles de mortes – eaux (soit $12,5\text{ m} \pm 10\text{ m}$ /cycle semi-diurne) et $15\text{ m} \pm 10\text{ m}$ sur 4 cycles semi – diurnes de vives - eaux (soit $4\text{ m} \pm 10\text{ m}$ /cycle semi-diurne). Ainsi, nous notons que la compétence des courants tidaux, plus ou moins forte selon les coefficients, ne s'enregistre pas dans la migration et que plus le pas de temps d'observation est long, plus la dynamique dunaire est lissée.
- à l'exception de la période des 4 cycles semi-diurnes de mortes - eaux, l'ensemble des crêtes de dunes qui bougent, se déplace vers l'Est, autrement dit dans la direction du résiduel de marée. Parfois, l'un des pieds peut bouger en direction opposée. Lors de la période de 4 cycles semi-diurnes de mortes-eaux, l'agitation par la houle, bien que faible ($H_s = 0,3\text{m}$), semble avoir permis d'inverser le résiduel tidal vers l'Ouest.
- l'évolution morphologique des très grandes dunes correspond souvent à une réorganisation des sédiments à l'échelle de la dune.

II.2.2. Evolution morphodynamique à l'échelle d'un coup de vent

L'étude de l'influence des différents agents dynamiques sur la dynamique sédimentaire a mis en évidence que la houle pouvait fortement augmenter cette dernière (*cf.* Chapitre III, §I.3.2.4). Ici, nous allons tenter de voir si l'impact de la houle est visible sur l'évolution morphodynamique des dunes.

Pour cela, nous avons considéré, dans un premier temps, la période de temps comprise entre les profils Ref 1 et Ref 3 (MOSAG07) : 4 cycles semi-diurnes de marée, en conditions de mortes - eaux, associés à une houle importante ($H_s = 3\text{m}$, $T = 6,5\text{ s}$). Les vents ayant permis la formation de cette houle ont soufflé à des vitesses de l'ordre de 9 m.s^{-1} , ils proviennent du secteur Ouest et favorisent le flot. La caractérisation de l'évolution morphodynamique des dunes le long du gradient morpho-sédimentaire est visible en Figure III.32.

Lors de cette période de forte agitation, 7 dunes sur 26 présentent un déplacement significatif de leurs crêtes (dunes 18, 20, 23, 25 et 60) et/ou de l'un de leurs pieds (dunes 17 et 66). Les déplacements se font principalement vers l'Est, mais parfois vers l'Ouest. Lorsque nous considérons le cas des dunes 25 et 64, nous notons que le coup de vent a tendance à induire des déplacements différents de ceux observés sous l'influence tidale seule : la dune 25 migre en sens inverse (vers l'Ouest) et la dune 64 tend à rester immobile, alors que les migrations sont à dominante Est en l'absence de coup de vent d'Ouest. Si le déplacement de l'ensemble des dunes du gradient est analysé, nous vérifions cette tendance au renforcement de la migration vers l'Ouest sous l'influence de la houle. Ceci se traduit soit par la diminution de la migration vers l'Est, soit par une migration qui se fait vers l'Ouest. Ce renforcement de la dynamique vers l'Ouest est complètement cohérent avec les calculs de flux réalisés en conditions de houle (*cf.* Chapitre III, §I.3.2.4).

Pour résumer, la réponse morphodynamique d'une dune à un coup de vent provenant de l'Ouest, induisant une forte houle ($H_s = 3\text{m}$), lors d'une phase de flot, est : (i) soit l'immobilisme (cas des dunes à migration Est significative sous forçage tidal pur), ou (ii) la migration vers l'Ouest (cas des dunes quasi immobiles sous forçage tidal pur).

Certaines dunes du secteur ouest, comme par exemple la dune 4 (Figure III.32-B) montrent une diminution de la hauteur. Il semblerait que le cisaillement au fond induit par la houle ait arasé les dunes pour lesquelles les crêtes étaient les moins profondes dans ce secteur. Le fait que cette tendance ne se vérifie pas dans le secteur centre (e.g. dune 64), pourtant moins profond, pourrait être dû au fait que la houle ait été amortie par la remontée du fond, liée à la présence du banc tidal, et ainsi exerce sur le fond une action plus faible.

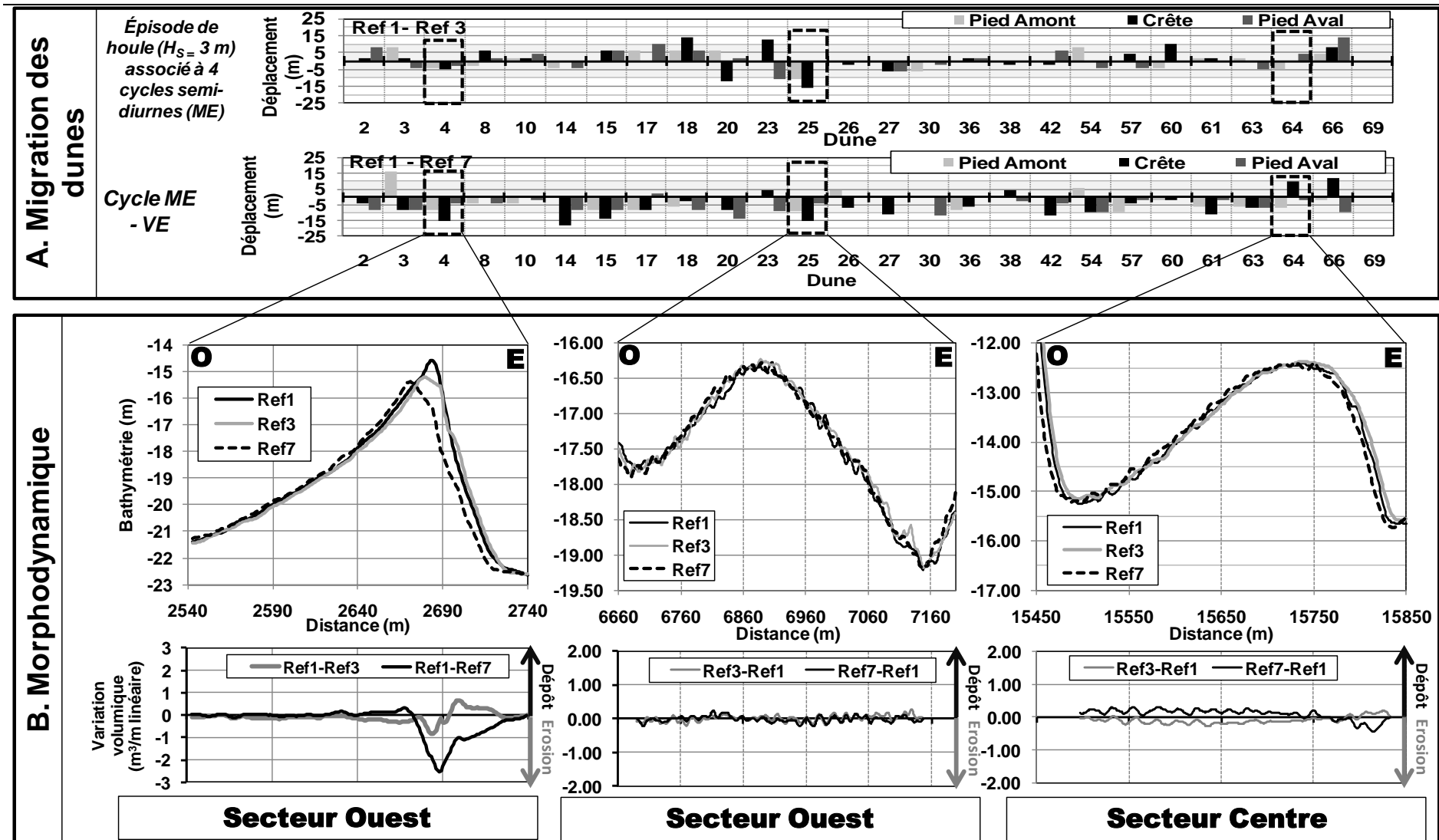


Figure III.32 : Dynamique des dunes le long du gradient morpho-sédimentaire, à l'échelle d'un coup de vent associé à une houle établie et à l'échelle d'un cycle ME - VE.

A. Déplacement des pieds et crêtes de dunes (Valeurs positives : migration vers l'Est, et négatives vers l'Ouest ; la zone grisée correspond à la marge d'erreur liée à la méthode) ; B. Morphodynamique des dunes 4, 25 (secteur ouest) et 64 (secteur centre) sur ce pas de temps.

La Figure III.33 permet de suivre comment évoluent les structures de plus petites dimensions (petites à moyennes dunes) pendant la phase de flot d'une marée de vives – eaux (évolution entre Ref B3 : BM, Ref B4 : Flot et Ref B5 : PM) associée à un épisode de houle ($H_s = 2$ m et $T = 7$ s). Le vent à l'origine de cette houle souffle à une vitesse d'environ $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ et est de secteur ouest.

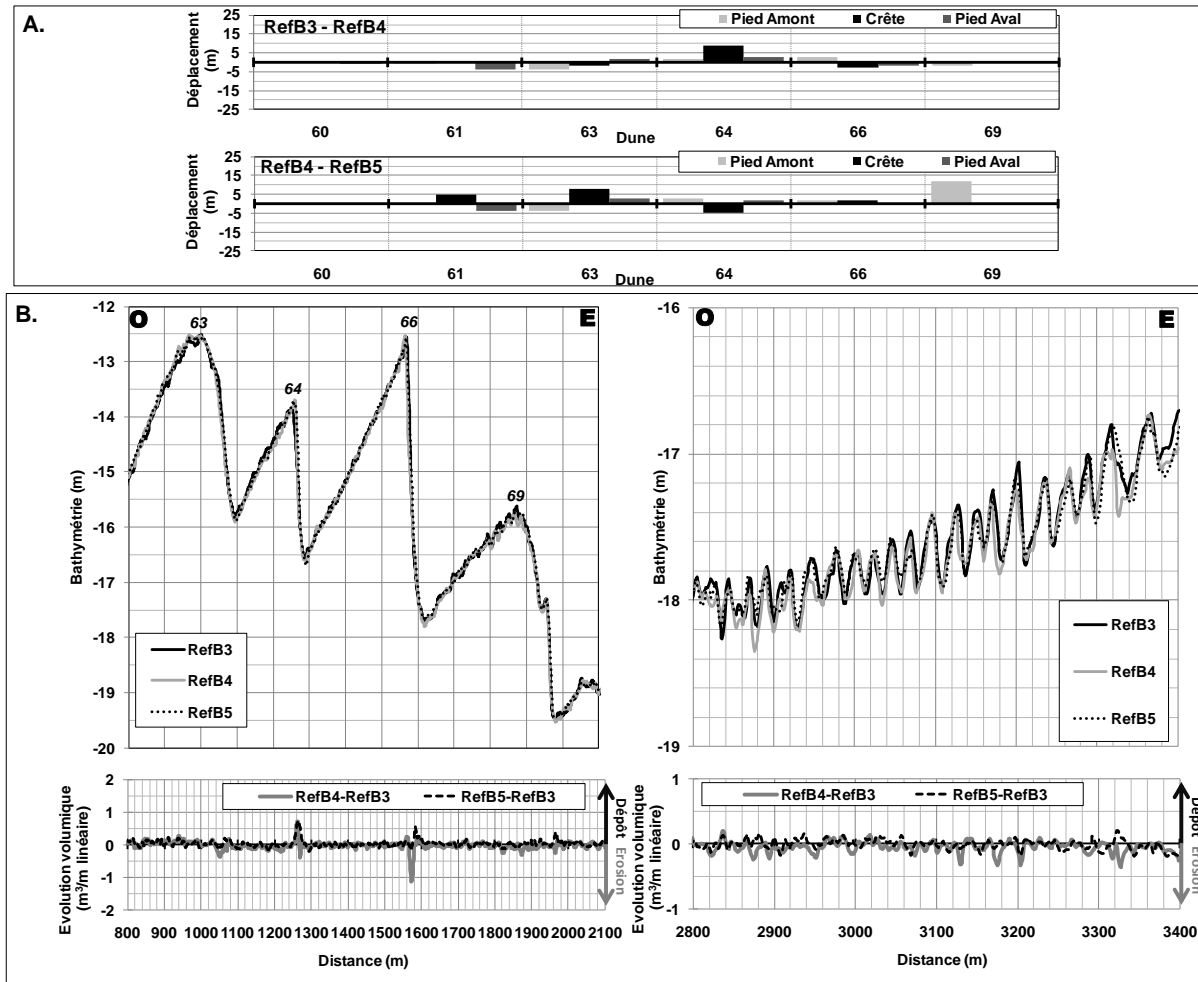


Figure III.33 : Morphodynamique des dunes à l'échelle du corps sédimentaire, à l'échelle d'un coup de vent (Flot d'une marée de vives – eaux, 1^{er} août 2008 ; caractéristiques de la houle : $H_s = 2$ m, $t = 7$ s).

A. Déplacement des pieds et crêtes de dunes (Valeurs positives : migration vers l'Est, et négatives vers l'Ouest ; la zone grisée correspond à la marge d'erreur liée à la méthode) ; B. Morphodynamique des dunes : Gauche : Dunes 63, 64, 66 et 69 ; Droite : petites à moyennes dunes (Mégarides). Localisation des profils en Figure III.31, secteur Centre.

A l'échelle du flot de cette marée de vives – eaux (Ref B3 – Ref B5), les très grandes dunes présentes dans cette boîte de travail sont très peu mobiles : la quasi totalité des déplacements observés n'est pas significatives (Figure III.33-A). Lorsque le déplacement est décomposé, une oscillation peut être observée. La dune peut migrer vers l'Ouest ou l'Est pendant l'accélération du courant de flot (Ref B3 – Ref B4) et migrer vers l'Est ou se stabiliser pendant la décélération du courant de flot (cas

respectifs des dunes 66 et 64). Dans l'exemple de la dune 64, la migration vers l'Ouest survenant en fin de flot (déplacement de $5 \text{ m} \pm 10 \text{ m}$) ne permet pas de compenser la migration vers l'Est survenue en début de flot (déplacement de $9 \text{ m} \pm 10 \text{ m}$), ce qui induit un déplacement résiduel vers l'Est. Les variations morphologiques associées à ces déplacements sont mineures : les dunes conservent leurs formes malgré leur dynamique.

Lorsque l'évolution des petites dunes orientales est analysée au cours de cette même phase de flot, plusieurs comportements peuvent aussi être identifiés : (i) les structures sédimentaires ne bougent pas et leur crête, pieds et flancs sont à la même position en BM, que durant le flot et en PM ; (ii) les petites dunes ont migrés vers l'Est entre la BM et la PM. Les déplacements alors observés varient entre 5 et $10 \text{ m} \pm 10 \text{ m}$; ou (iii) les petites à moyennes dunes ont migré vers l'Ouest de quelques mètres entre la BM et la PM. La plupart des corps sédimentaires compris dans cette catégorie ont d'abord bougé vers l'Est pendant la première partie du montant (Ref B4), sur parfois plus de $10 \text{ m} \pm 10 \text{ m}$, avant de bouger vers l'Ouest.

La morphologie des petites dunes ne montre pas de changements importants entre la BM et la PM (RefB3-RefB5) : l'évolution volumique semble s'équilibrer à l'échelle d'une dune (Figure III.33-B). Néanmoins, quelques modifications surviennent lors du montant :

- lors de la phase d'accélération du flot, un certain nombre de dunes montrent une diminution de hauteur qui s'associe parfois à un approfondissement de certains creux interdunes. Ces variations sont globalement dues à une érosion des dunes, qui se situe parfois sur une partie du flanc raide : ceci tend à indiquer une migration vers l'Ouest contrôlée par la houle.
- lors de la phase de ralentissement du flot : les dunes reprennent leur morphologie de BM. Ceci est induit par un dépôt de sédiments sur les dunes.

Ce constat est logique : l'augmentation des vitesses de courant renforce l'érosion, alors que leur ralentissement favorise le dépôt.

Cette oscillation de migration observée sur les très grandes dunes et sur les petites à moyennes dunes peuvent être expliquées par le fait que la fin de la période d'observation pourrait couvrir aussi le début du jusant : la houle permettant de favoriser la dynamique sédimentaire, les courants même faibles du début de jusant pourraient alors inverser la direction de migration débutée lors du flot.

Nous notons donc que localement les petites à moyennes dunes sont très dynamiques et semblent très influencées par les courants tidaux et la houle associée. Ces corps sédimentaires peuvent atteindre des vitesses de déplacement comprises entre 1 et 2 m/h . Néanmoins, nous devons considérer ces résultats avec prudence du fait de la précision et de la résolution spatiale des données.

II.2.3. Evolution morphodynamique à l'échelle du cycle tidal semi - lunaire

Lors de MOSAG07, les profils Ref1 (PM, coeff. 59) et Ref7 (PM, coeff. 52) permettent de suivre l'évolution des dunes sur le cycle ME-VE (Figure III.32-A). Sur ce pas de temps, les dunes montrent une migration significative, quasi-généralisée vers l'Ouest. Souvent, ces migrations concernent l'ensemble du corps dunaire (cas des dunes 4 et 64, Figure III.32-B). La crête de la dune 4 s'est déplacée dans cette direction de $15 \text{ m} \pm 10 \text{ m}$ (Figure III.32-B). Dans le même temps, son flanc doux est devenu plus pentu au niveau de la crête alors que la pente du flanc raide a diminué. La crête montre une diminution de hauteur d'environ 0,6 m. Cette évolution est la conséquence d'une importante érosion du flanc raide de la dune (jusqu'à près de $3 \text{ m}^3 / \text{m}$ linéaire au niveau de la position de crête initiale) accompagnée d'un léger dépôt en sommet de dune. Cette tendance s'observe également dans le secteur centre (dune 64), bien qu'elle soit moins marquée : les volumes en jeu sont beaucoup moins importants. De plus, sur ce pas de temps, les déplacements vers l'Ouest de certaines dunes, telle que la dune 25, sont la conséquence de la dynamique des petites dunes surimposées qui n'induit pas de réelles variations morphologiques de la dune hôte (réorganisation sédimentaire à l'échelle de la dune).

A l'échelle d'un cycle ME – VE, nous ne pouvons pas considérer que la marée influence seule la dynamique sédimentaire : des coups de vents associés à des épisodes de houle plus ou moins forts sont survenus au cours de cette période. Ainsi, le fait que l'on observe des mouvements vers l'Ouest à l'échelle du cycle ME-VE pourrait être la conséquence des épisodes de forts vents ayant eu lieu le 8 – 9 Août 2007. En effet, ces vents provenant du Nord (vitesse jusqu'à 10 m.s^{-1}) n'ont certes pas généré de forte houle ($H_s < 0,5 \text{ m}$), mais ils avaient tendance à renforcer le jusant. Ainsi, il est possible que la majeure partie des déplacements soit le fait de ces événements de haute énergie. De plus, les variations morphologiques caractérisant les dunes sur ce laps de temps (diminution de la hauteur de crête et/ou homogénéisation des pentes des flancs) sont vraisemblablement la conséquence de ce coup de vent, précédemment analysé dans le chapitre II, §I.1.

Les levés réalisés lors de MOSAG08 permettent de suivre l'évolution des corps sédimentaires sur un demi cycle ME-VE, grâce notamment aux profils Ref B1 (PM, coeff. 51) et Ref B7 (PM, coeff. 97). Les conditions de vents et de houle sont loin d'être négligeables sur ce pas de temps : les 1^{er} et 2 août 2008, les vents de secteur sud à sud – ouest ont atteint des vitesses de 6 - 9 m.s^{-1} et ont induit une houle dont la hauteur allait jusqu'à 2 mètres.

Les déplacements des dunes lors du passage de la ME vers la VE ont été quantifiés (Figure III.34).

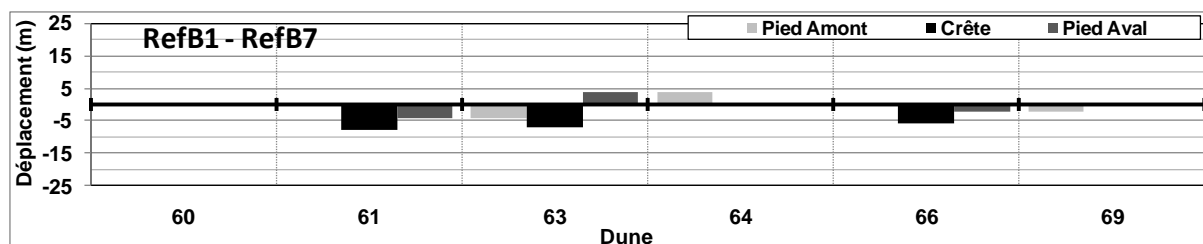


Figure III.34 : Déplacement des dunes du secteur Est, à l'échelle d'un demi cycle semi-lunaire (période du 27 juillet au 2 août 2008).

Nous pouvons remarquer que lorsque les dunes se déplacent, les mouvements ne sont pas significatifs. Deux tendances sont observées : soit les dunes sont immobiles sur ce pas de temps (dunes 60, 64 et 69), soit elles migrent vers l'Ouest avec des valeurs de déplacements assez faibles (inférieures à $10 \text{ m} \pm 10 \text{ m}$; dunes 61, 63, 66). Ainsi, là encore, il semble que les déplacements des dunes soient fortement influencés par les vents et la houle qui ont permis soit de compenser la migration vers l'Est induite par la marée, soit d'induire des mouvements vers l'Ouest.

II.2.4. Evolution morphodynamique à l'échelle annuelle

Les campagnes océanographiques MOSAG07 et MOSAG08 étant espacées d'un an, il est possible d'étudier l'évolution des dunes sous-marines à cette échelle annuelle grâce à la comparaison des MNTs réalisés à partir des mesures bathymétriques acquises lors de ces campagnes. Quelques boîtes ont été identifiées afin de pouvoir suivre la dynamique des dunes de manière plus précises : les positions des crêtes de dunes, situées dans ces boîtes, en 2007 et en 2008 sont reportées en Figure III.35.

A l'échelle annuelle, les dunes se sont systématiquement déplacées vers l'Est, soit selon la direction du résiduel de marée. Cette tendance importante est clairement visible, quel que soit le secteur considéré. Ces déplacements se traduisent par des migrations de l'ensemble du corps dunaire, et non plus uniquement de la partie sommitale. Néanmoins, les modalités de ces déplacements peuvent varier d'une dune à l'autre.

La migration n'est pas uniforme à l'échelle du corps dunaire : que la dune soit 2D ou 3D, elle ne migre pas forcément de façon homogène sur toute son extension latérale. Au niveau des secteurs Ouest, les barkhanes ont tendance à montrer des migrations plus importantes au niveau de leurs extrémités, ce qui induit une accentuation de leur caractère barkhanoïde. Ce constat a déjà été rapporté dans la littérature (e.g. Ernstsens *et al.*, 2004) et peut être dû à la variabilité latérale de la granulométrie et/ ou de la vitesse des courants et/ou de la morphologie des dunes. A l'échelle du corps dunaire, nous ne disposons pas de mesures assez denses de ces différents paramètres pour nous permettre d'en attribuer la responsabilité à l'un plutôt qu'à un autre.

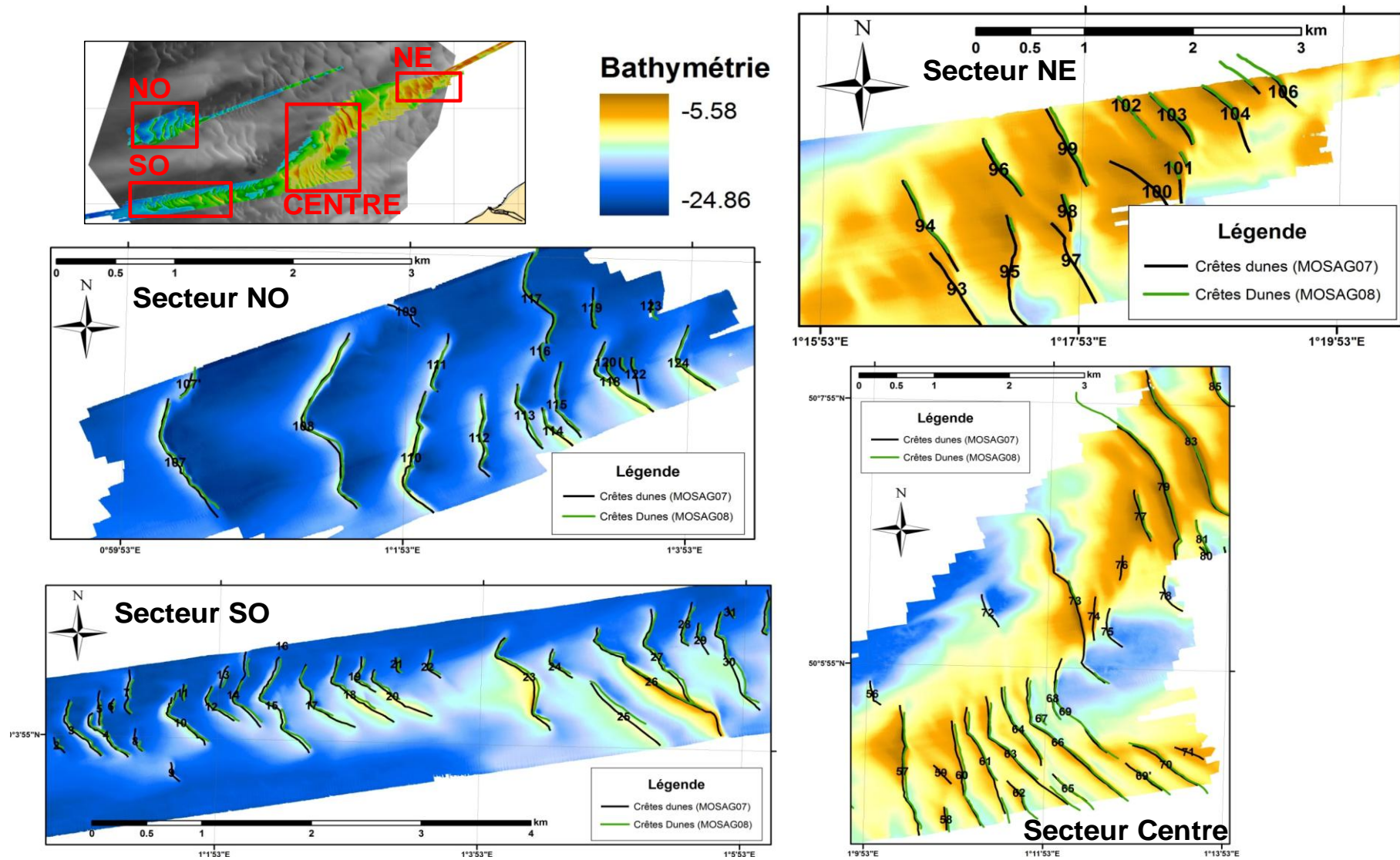


Figure III.35 : Déplacements des crêtes de dunes entre 2007 et 2008 au niveau des secteurs NO, SO, Centre et NE.

La bathymétrie présentée ici correspond à celle acquise en 2007. Système géodésique : WGS84.

Les déplacements des dunes des secteurs Ouest, Centre et Nord ont été mesurés et les résultats sont présentés sur la Figure III.36. Ici, les mesures de déplacements ont été réalisées à l'échelle de la dune entière et seuls les déplacements maximaux et minimaux sont conservés pour chaque dune afin de mettre en évidence cette non-uniformité de migration à l'échelle des corps dunaires.

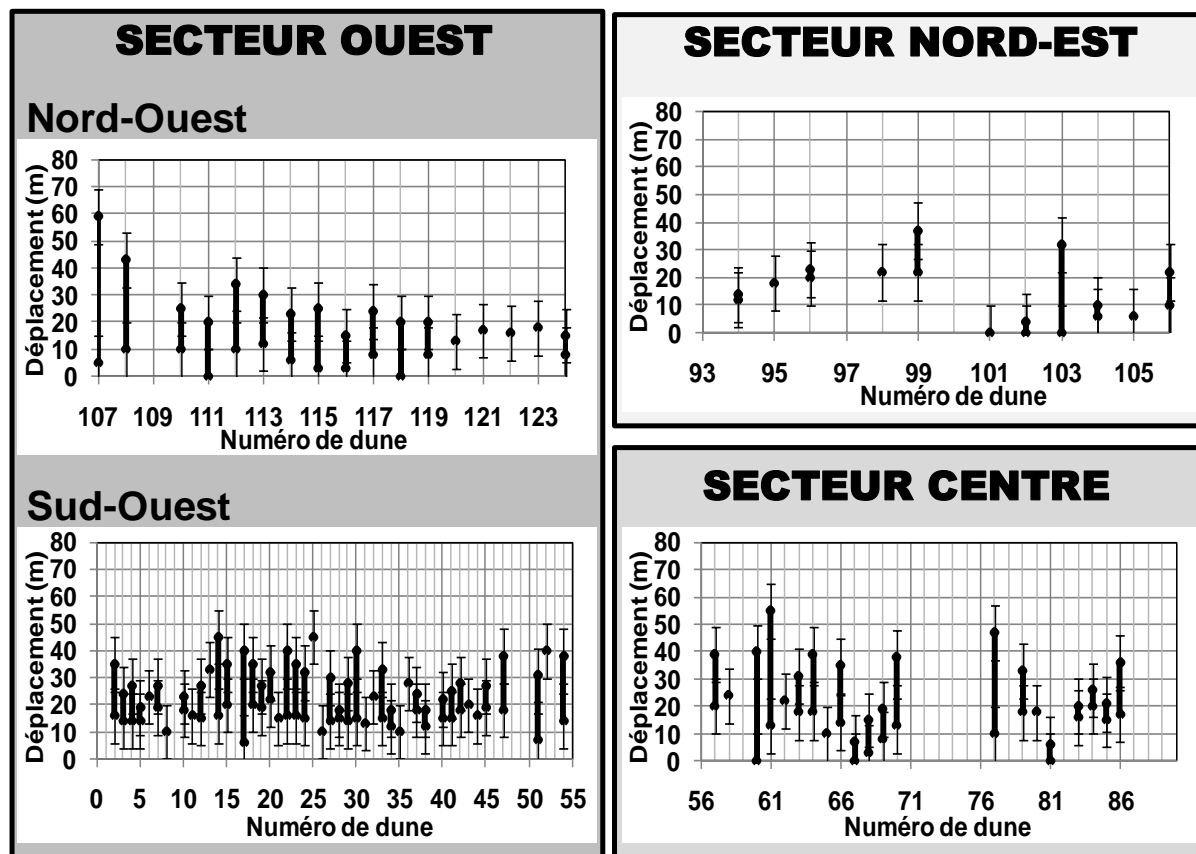


Figure III.36 : Déplacement des dunes des secteurs Ouest, Centre et Nord-Est, entre les étés 2007 et 2008 (levés de MOSAG07 et de MOSAG08).

Pour chaque dune, les valeurs de déplacement maximales et minimales sont représentées, ainsi que la marge d'erreur liée à la méthode.

Mis à part les dunes du secteur Nord – Est, nous notons, au sein de chaque secteur, une importante variabilité de migration d'une dune à une autre ; néanmoins, des tendances se dégagent nettement. Globalement, des migrations fortes sont observées dans les secteurs Ouest et Centre, et plus faibles pour les dunes du secteur Nord-Est : les déplacements maximaux survenus entre 2007 et 2008, sont respectivement de $60 \text{ m} \pm 10 \text{ m}$ (dune 107, secteur NO) et $55 \text{ m} \pm 10 \text{ m}$ (dune 61, secteur centre), contre seulement $38 \text{ m} \pm 10 \text{ m}$ (dune 99, secteur NE). Dans le but d'identifier ces tendances plus clairement, les déplacements des dunes de chaque secteur ont été moyennés (Tableau III-4).

Tableau III-4: Déplacement moyen des dunes pour les secteurs Ouest, Centre et Nord-Est, à l'échelle annuelle.

Les déplacements moyens sont obtenus en moyennant les déplacements maximaux de toutes les dunes d'un même secteur.

	SECTEUR OUEST		SECTEUR CENTRE	SECTEUR NORD-EST
	<i>Sud-Ouest</i>	<i>Nord-Ouest</i>		
Déplacement maximal moyen (m.an⁻¹)	27.2	24.5	27.7	17.1
Ecart-type	9.4	11.7	13.2	11.6

A l'échelle annuelle, les très grandes dunes du secteur Nord – Est migrent en moyenne 1,5 à environ 2 fois moins rapidement que celles des secteurs Ouest et Centre. Ce constat est conforme aux résultats obtenus à partir des analyses basées sur les caractéristiques morpho – sédimentaires des dunes. En effet, le long du gradient Ouest – Est, les dunes passent d'une morphologie typique de dunes mobiles (forme de type barkhane, avec un profil très asymétrique associé à une faible largeur) à une morphologie traduisant une dynamique plus faible (dunes plus symétriques et plus étalées). Par ailleurs, les calculs de flux sédimentaires charriés montrent, d'Ouest en Est, une tendance à la diminution de la mobilisation sédimentaire d'Ouest en Est par les courants de marée ; ceci est cohérent avec des taux de migration plus faibles vers l'Est.

Dans le but de comparer les taux de migration mesurés à l'échelle annuelle avec ceux obtenus sur un pas de temps plus court, nous avons intégré sur un an les déplacements maximaux observés à l'échelle d'un cycle semi-lunaire. L'avantage de considérer les cycles semi-lunaires, et non des pas de temps plus courts (e.g. cycles semi-diurnes), est que l'hydrodynamisme sur ces périodes est plus comparable à ce qui se passe à une échelle annuelle, avec des variations de l'intensité des courants de marée de la morte-eau vers la vive-eau et plusieurs coups de vent.

Les vitesses maximales de déplacements observées sur un cycle ME – VE correspondent à des taux de migration annuels d'environ 440 m.an⁻¹, valeurs qui sont, en fonction des secteurs, 16 à 25 fois supérieures à celles observées à l'échelle d'une année. Ainsi, nous voyons bien que la migration des dunes a tendance à se lisser avec l'augmentation de la période d'observation, signe d'un important mouvement de va-et-vient des dunes vers l'Ouest et l'Est.

Il est à noter qu'il est nécessaire de modérer nos conclusions quant à la dynamique des dunes à l'échelle annuelle. Nous n'avons étudié qu'une seule période annuelle (2007-2008). Afin de pouvoir conclure sur d'éventuelles tendances morphodynamiques annuelles, il est nécessaire de renouveler le suivi des dunes plusieurs fois à ce pas de temps.

II.3. Relations entre les flux charriés calculés et l'évolution volumique des dunes

L'approche utilisée pour étudier la morphodynamique des dunes sur les pas de temps courts (du cycle tidal semi-diurne à l'année) repose sur des calculs de flux sédimentaires charriés d'une part, et la quantification de la migration des dunes, ainsi que de leur évolution morphologique et volumique d'autre part. Les résultats issus de ces deux types d'analyses sont assez comparables d'un point de vue qualitatif. En effet, les directions de flux tendent à être conformes aux directions de migration enregistrées : tendance vers l'Est sous le forçage tidal seul et tendance au ralentissement vers l'Est ou à l'inversion vers l'Ouest en période agitée.

Relier ces deux types de « mesures » d'un point de vue quantitatif s'est révélé être délicat. Nous avons tenté de comparer les volumes transportés (flux calculés) et les volumes déplacés (érodés ou déposés) sur les dunes. Les flux calculés sont quasiment toujours supérieurs aux volumes déplacés. Ce résultat soulève plusieurs interrogations : (i) les volumes dunaires déplacés correspondent à des résultantes alors que les flux calculés intègrent la totalité des passages répétés des particules sédimentaires ; il est donc logique que les flux calculés soient systématiquement supérieurs aux volumes dunaires déplacés ; ceci montre vraisemblablement des mouvements aller-retour importants des particules pendant ces périodes courtes, (ii) la formule de transport utilisée (Wu *et al.*, 2000) ne reproduit vraisemblablement pas de manière suffisamment correcte la dynamique sédimentaire complexe observée sur la zone d'étude ; ce qui montre la difficulté du choix de la formule à utiliser sans mesures de flux réalisées *in-situ* pour valider les calculs, (iii) le disponible sédimentaire est un paramètre crucial qu'il est nécessaire de pouvoir mieux intégrer dans les formules de calculs de flux (qui considèrent ici un disponible illimité), sans quoi ces calculs sont fortement surestimés.

III. Conclusions

La compréhension des mécanismes de contrôle de la dynamique des dunes passe par une quantification de leur morphodynamique et du transport sédimentaire associé (et plus particulièrement des flux charriés), ainsi que par la comparaison. Ce travail a été réalisé sur des périodes de temps allant de l'instant jusqu'à l'année, en passant par les cycles semi-diurnes et semi-lunaires, et pour des conditions calmes et agitées.

Flux sédimentaires charriés

La mesure des flux charriés est complexe dans l'environnement de plate-forme peu profonde. Aussi, leur quantification par le biais des formules empiriques de transport et de la modélisation numérique spatialisée reste une approche intéressante.

Dans cette étude, les formulations utilisées ont été retenues car elles sont adaptées pour des sédiments hétérogènes (utilisation d'une granulométrie étendue et d'un coefficient de masquage – exposition) et permettent d'identifier les paramètres ou les agents dynamiques exerçant un contrôle fort sur la mobilité du sédiment. Cependant, les flux calculés sont systématiquement supérieurs aux volumes dunaires réellement déplacés, ce qui soulève quelques interrogations (flux totaux vs volumes résiduels, choix de la formule de transport, prise en compte du disponible sédimentaire).

En conditions calmes, il a été noté que la marée pouvait, à elle seule, mobiliser du sédiment sur la quasi-totalité de la zone et induire un transport sédimentaire résiduel vers l'Est, selon la direction du résiduel de marée. Les flux (cumulés sur un cycle semi-diurne, sans houle) sont plus faibles à l'Est qu'à l'Ouest, conformément au gradient hydrodynamique qui s'exprime, entre autres, par une diminution de la compétence des courants de marée. En conditions calmes, le transport sédimentaire est principalement contrôlé par l'hydrodynamisme tidal.

En conditions agitées (coup de vent), les flux sédimentaires calculés mettent en évidence que la houle associée à la marée peut augmenter fortement la dynamique sédimentaire. La houle associée à la marée permet de transporter une quantité de sédiment 10 à 100 fois supérieure à la marée seule en conditions de houles moyennes ($H_s = 1,5$ m, période de 7 s, typique de la mer de vent) et 100 à 1000 fois supérieure à la marée seule en conditions de houles annuelles ($H_s = 4,2$ m). De plus, l'analyse des flux sédimentaires tend à montrer que le transport résiduel des sédiments s'oriente vers l'Ouest dès lors qu'une houle, même modérée, s'établit sur une durée supérieure à un cycle semi-diurne et pendant une période où la hauteur d'eau est plus faible. Les courants de jusant sont certes moins intenses que ceux du flot, mais ils s'établissent sur une durée plus longue : en période de forte agitation, dès lors que la contrainte de frottement combinée houle – courant permet la mobilisation du sédiment, la durée du jusant devient un paramètre prépondérant. Ces constats s'avèrent valables quelle que soit la direction de la houle. En période agitée (marée et houle combinées), il a été remarqué que

la granulométrie du sédiment devient un facteur de contrôle prépondérant de la dynamique sédimentaire et des flux charriés.

Morphodynamiques des dunes sur les pas de temps courts

Lorsque les dunes sont mobiles sur ces pas de temps courts, leurs mouvements sont généralement assez faibles (généralement inférieurs à 20 mètres) et, par conséquent, régulièrement dans la marge d'erreur liée à la méthode d'observation (plus ou moins 10 m).

Sur les pas de temps courts, l'évolution morphodynamique des dunes est difficile à relier à l'évolution des forçages et des flux sédimentaires associés. La Figure III.37 synthétise les différents comportements dynamiques des dunes en fonction du pas de temps d'observation.

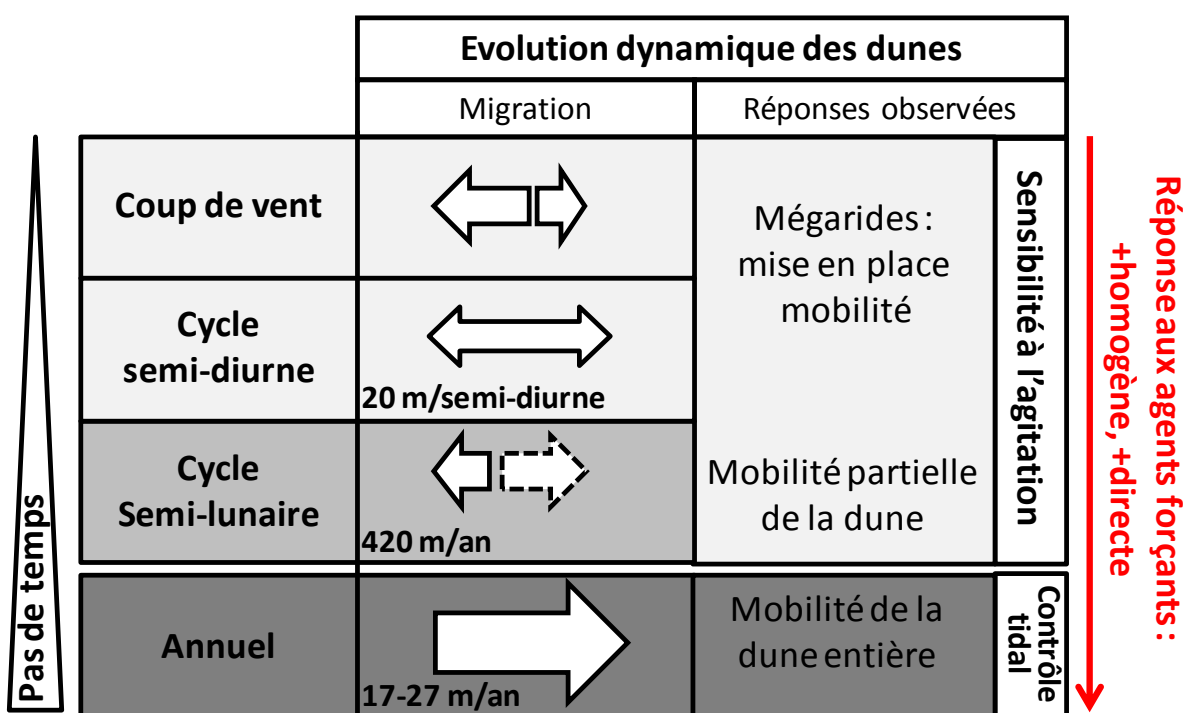


Figure III.37: Synthèse de l'évolution dynamique des dunes sur les pas de temps courts (du coup de vent à l'annuel).

Le comportement morphodynamique n'est pas toujours conforme aux caractéristiques des flux sédimentaires : deux dunes ayant des caractéristiques morpho-sédimentaires comparables peuvent montrer des évolutions différentes (variation ou non de la morphologie, déplacement ou non, directions de migration inverse, *etc.*) alors qu'elles sont soumises aux mêmes conditions hydrodynamiques. Cependant, quelques résultats notables ressortent de cette analyse :

- sur les pas de temps courts, les migrations des dunes sont souvent la conséquence de la morphodynamique des petites dunes qui leur sont surimposées ;
- lorsque des périodes calme et agitée sont inter-comparées, une tendance générale se dessine. Elle est cohérente avec les modifications des flux liées à l'agitation : lors d'une période agitée, la tendance est à la migration vers l'Ouest ou à l'immobilité, comparativement à une période calme où la tendance est à l'immobilité ou à une migration vers l'Est.
- Dès lors que le pas de temps d'observation est supérieur à l'année, la réponse des dunes aux agents forçants semble être plus cohérente : migration généralisée des dunes vers l'Est, selon le résiduel de marée, et avec des taux variant de 17 à 27 m.an⁻¹.

Lorsque l'observation se fait au pas de temps annuel, il semble qu'une relation directe existe entre la réponse morphodynamique d'une dune et les forçages. Pour des pas de temps plus court, cette relation n'existe pas à l'échelle de la dune mais la réponse semble se faire plutôt à l'échelle des stocks sédimentaires : les stocks sédimentaires réagissent aux forçages. Il se pourrait qu'aux pas de temps courts une ré-organisation des stocks sédimentaires se fasse à l'échelle du champ de dunes, et non à l'échelle de la dune.

CHAPITRE IV. DYNAMIQUE DES DUNES AUX PAS DE TEMPS PLURI-ANNUELS À PLURI- DÉCENNAUX

Dans ce chapitre, nous allons nous intéresser à la dynamique de la zone d'étude et plus particulièrement des dunes sur le long terme (pas de temps décennal à pluri-décennal). L'objectif est d'identifier les paramètres forçants responsables de la dynamique et de la construction dunaire à ces échelles de temps et d'en définir les modalités. L'étude de la morphodynamique des dunes repose sur la comparaison de mesures bathymétriques anciennes et récentes. L'architecture interne des dunes est analysée à partir de données de sismiques à très haute résolution, qui permettent d'observer les différentes étapes de la construction et de l'évolution des dunes. Une analyse de l'évolution des fonds est également menée à l'échelle régionale afin de disposer d'éléments sur l'évolution du prisme picard.

La majeure partie des résultats et des interprétations décrits dans ce chapitre a fait l'objet de communications scientifiques (Ferret *et al.*, 2008; Ferret *et al.*, 2009b) lors de colloques et un article a été publié dans *Earth Surface Processes and Landforms* (Ferret *et al.*, 2010b, disponible en annexes).

I. Evolution morphodynamique des fonds

I.1. Evolution générale

I.1.1. Méthodologie

L'évolution morphodynamique des fonds est étudiée à partir de données issues des sondages bathymétriques réalisés par le SHOM en 1937 (plomb suiffé) et en 1993 (sondage mono-faisceau).

En 1937, les profils sont espacés les uns des autres d'environ 750 mètres, mais le sondage bathymétrique est plus dense au niveau des zones à fort intérêt (épaves de bateau) ou considérées comme dangereuses pour la navigation (par exemple, des dunes dont le sommet est proche de la surface) dans lesquelles la distance inter-profils peut descendre à 300 mètres environ. En 1993, les profils bathymétriques sont distants les uns des autres d'environ 100 – 150 mètres en général, mais dans les secteurs de dunes la densité des mesures augmente et la distance entre chaque sonde est comprise entre 15 mètres et 50 mètres.

Ces levés fournissent une couverture satisfaisante nous permettant d'analyser l'évolution générale de la zone d'étude. Des Modèles Numériques de Terrain (MNT), d'une résolution de 50 m, ont été réalisés à partir de ces données grâce à des méthodes géo-statistiques (Figure IV.1). Les interpolations de ces données bathymétriques ont été réalisées grâce au logiciel Surfer® par des méthodes de krigeage. Plusieurs modèles de variogrammes ont été testés dans le but de correspondre aussi bien que possible avec les données réelles : le modèle sphérique associé à un effet pépité donne le meilleur résultat. Les anisotropies spatiales inhérentes aux mesures et aux caractéristiques des formes sédimentaires ont été considérées dans les interpolations afin d'obtenir des MNTs les plus réalistes possibles.

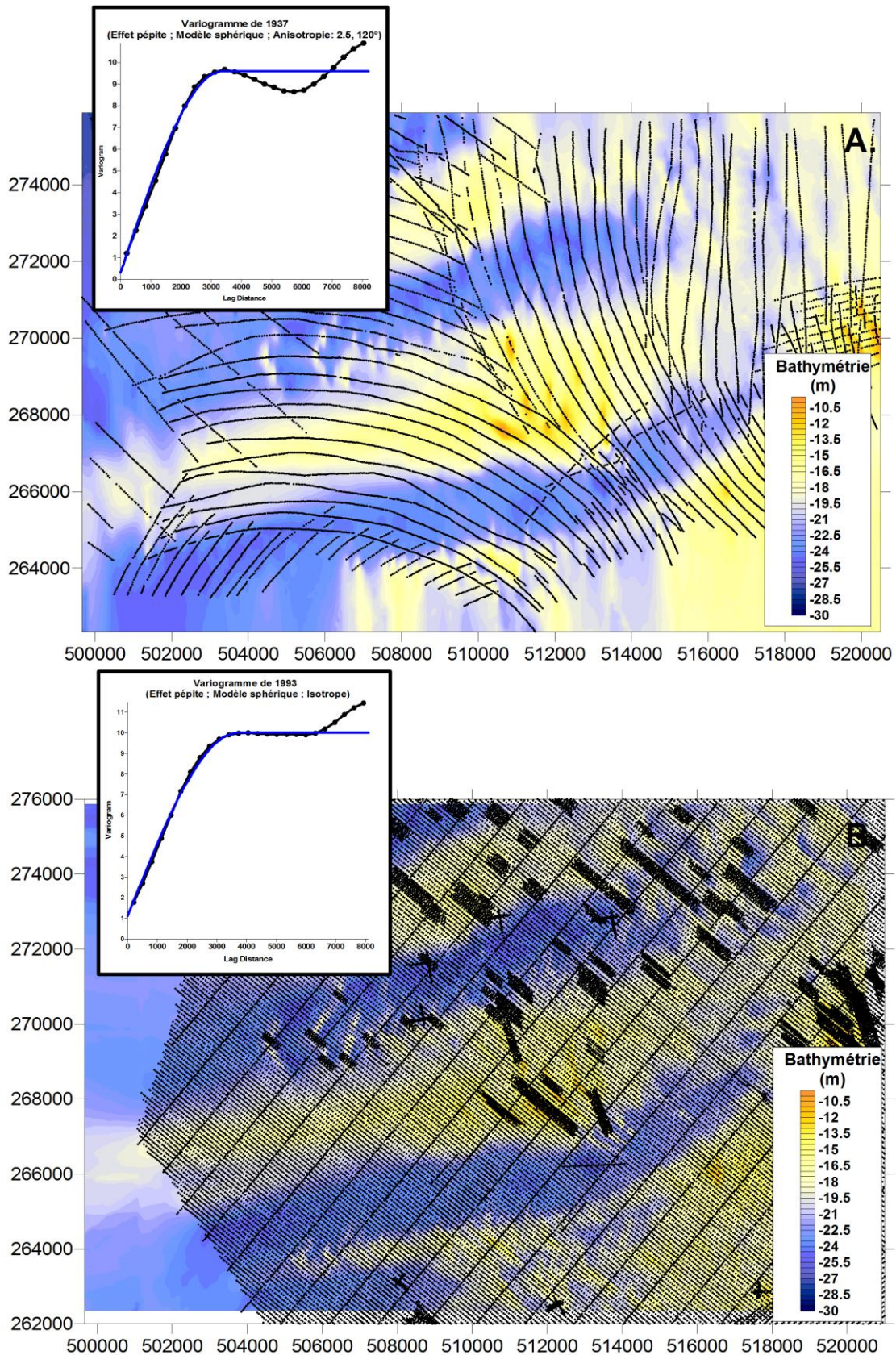


Figure IV.1 : Modèles Numériques de Terrain, et variogrammes associés, relatifs aux mesures bathymétriques de 1937 (A.) et de 1993 (B.).

Les points noirs correspondent aux sondes bathymétriques. Les courbes bleues des variogrammes correspondent aux variogrammes modélisés et les points noirs reliés aux données réelles (variogramme expérimental). Les MNTs sont projetés en Lambert I.

L'interpolation concernant les données de 1937 a fait l'objet d'une attention particulière du fait de l'anisotropie de la distribution spatiale des sondes. En effet, à cette époque du levé de 1937, le GPS n'existait pas et le positionnement se faisait à une échelle très locale, grâce à des points de référence continentaux (Hydro-Lambert). Ceci implique une forme circulaire des levés qui n'est pas nécessairement en adéquation avec l'orientation des formes sédimentaires : parfois, les mesures sont parallèles aux crêtes de dunes (cf. Figure I.31 ; Chapitre I, §III.2.2). Pour palier à ce défaut, et pour atténuer l'effet du fort espacement inter-profil, un ratio d'anisotropie de 2,5 selon un angle de 120° (approximativement l'orientation des structures sédimentaires) a été attribué au modèle de 1937.

1.1.2. Résultats

L'évolution bathymétrique de la zone d'étude a été analysée en comparant ces deux MNTs (Figure IV.2). Ainsi, il est possible de localiser les zones en érosion, en accrétion ou considérées comme stables. Ces derniers secteurs ont été considérés comme tels lorsque les changements bathymétriques sont inférieurs à un mètre, et cela dans le but d'intégrer les erreurs liées au changement méthodologiques survenus entre les 2 levés (intégration de la précision des différentes méthodes de mesures, changement du référentiel, *etc.*).

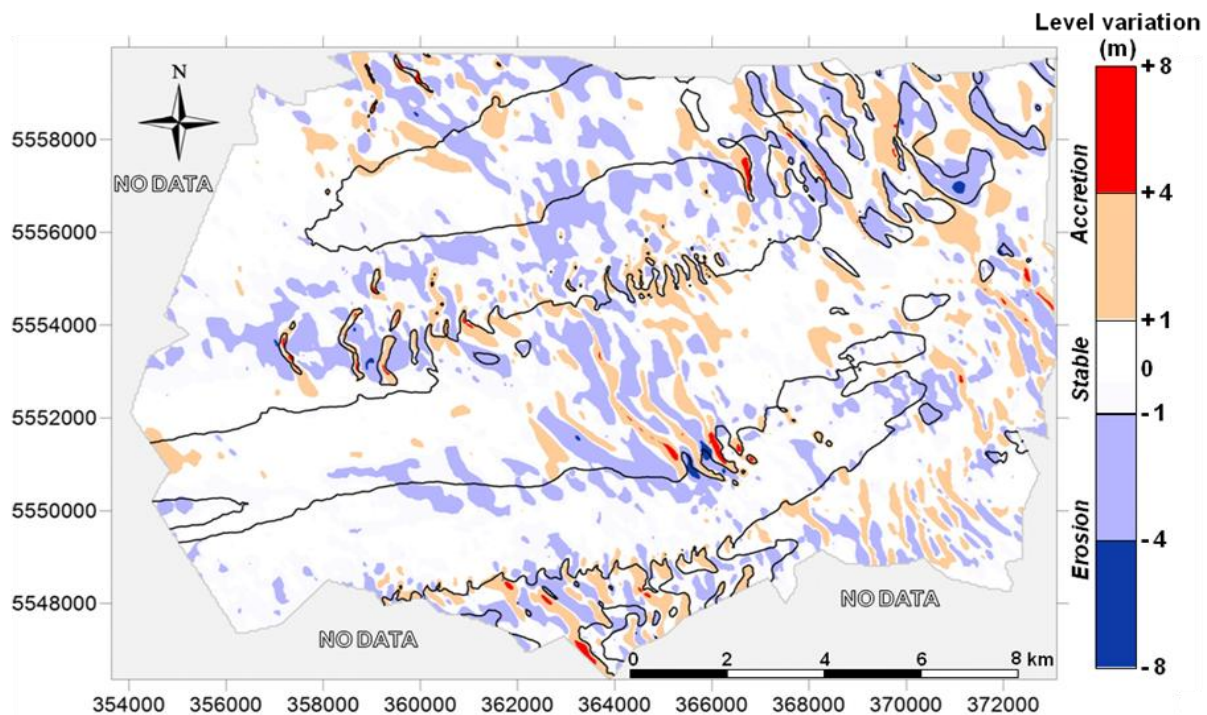


Figure IV.2 : Evolution de la bathymétrie de la zone d'étude entre 1937 et 1993.

La ligne noire correspond à l'isobathe - 20 m qui est la bordure approximative du banc sableux. Les couleurs rouges et bleues indiquent respectivement les zones en accrétion et en érosion. Les surfaces stables (*i.e.* variations bathymétriques inférieures à 1 m) sont en blanc. Cette carte est projetée en UTM31 Nord (Système géodésique : WGS84).

Le différentiel bathymétrique met en évidence le fait que la majeure partie de la surface de la zone d'étude est stable entre 1937 et 1993, ou qu'elle n'a subi que des évolutions infra-métriques. Les limites du banc sableux et des espaces inter-banc (lignes noires sur la Figure IV.2) ne montrent pas d'évolution significative. Les changements concernent principalement les champs de dunes. La migration des dunes est soulignée par une alternance de bandes, orientées N-NO / S-SE, espacées de quelques centaines de mètres, présentant une importante érosion ou une forte accrétion.

De plus, pour la plupart des champs de dunes, nous observons une érosion des corps dunaires situés à l'Ouest. Cela pourrait confirmer le constat fait par Augris *et al.* (, 2004 #100) à une échelle séculaire, sur des zones situées dans la frange littorale, entre Dieppe et Le Tréport, d'une érosion de la bordure ouest du prisme sédimentaire picard.

Nous avons tenté de calculer la variation de volume sédimentaire entre 1937 et 1993, à l'échelle de la zone d'étude (Ferret, 2007b). Ainsi, nous avons estimé, qu'en 56 ans, il y a eu une augmentation généralisée du stock sédimentaire d'environ 3,7%. Cependant, il est nécessaire de préciser que la marge d'erreur dans ce type de calcul est très grande. En fait, ici, les résultats se situent tous dans cette marge qui est d'environ $\pm 10 \%$ du fait de l'incertitude induite par les mesures au plomb suiffé. Autrement dit, une érosion de la bordure occidentale du prisme est clairement constatée (Figure IV.2), et il semblerait que le sédiment érodé soit déposé vers l'Est, dans la zone d'étude (dans le cas de l'hypothèse d'un léger engraissement global de la zone étudiée), ou bien au-delà de la zone d'étude (dans le cas de l'hypothèse d'une stabilité du volume sédimentaire sur la zone étudiée).

I.2. Morphodynamique des dunes

Une analyse détaillée de la dynamique des dunes a été réalisée, ce qui revient quasiment à étudier la dynamique sédimentaire de la zone d'étude dans sa globalité car nous venons de voir que l'évolution bathymétrique se concentre au niveau des champs de dunes sur le long terme.

I.2.1. Méthodologie

3 profils bathymétriques ont été sélectionnés dans la zone d'étude (P1, P2 et P3 dans les secteurs NO, SO et Centre respectivement, localisation des profils sur la Figure IV.3) afin d'étudier leur évolution sur les périodes 1937-1993 et 1993-2007. Les résultats sont visibles sur la Figure IV.4.

Les 3 profils ont été choisis comme étant représentatifs de zones montrant une morphologie et une nature de fond différentes : P1 coupe des barkhanes isolées, P2 coupe des barkhanes surimposées au banc sableux et P3 coupe des dunes 2D de grandes dimensions et surimposées au banc sableux. La granulométrie s'affine du profil P1 au profil P3 (*cf.* Chapitre II, §III.1.1).

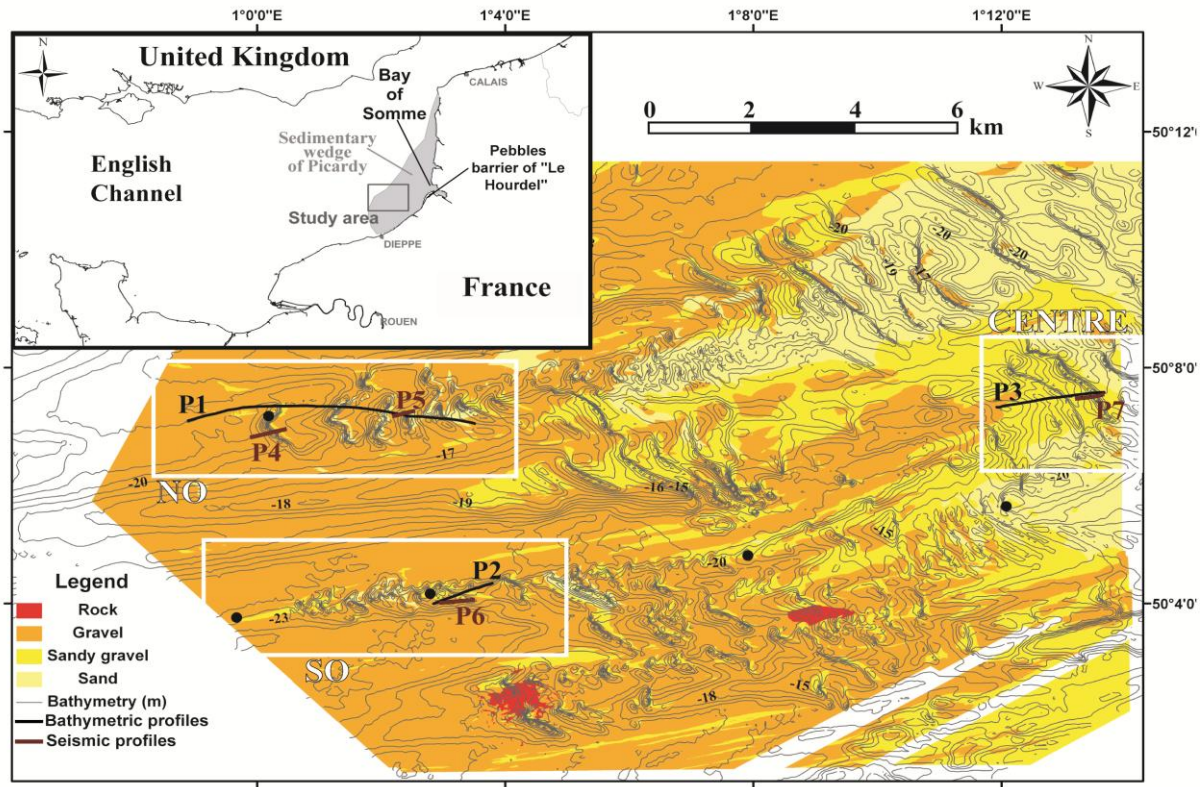


Figure IV.3 : Localisation profils utilisés pour étudier la dynamique des dunes sur le long terme.
 Nature du fond issue de l'interprétation sonar de 1993 (SHOM). Les rectangles blancs situent les secteurs SO, NO et Centre considérés dans la suite du chapitre. Système géodésique : WGS84.

Les profils étudiés ont également été sélectionnés pour être les plus précis possible : une extraction a été réalisée sur les MNTs de 1993 et de 2007 en se basant sur les profils réels effectués en 1937 car ces derniers sont les moins denses. Les profils bathymétriques résultant de l'extraction de 2007 montrent une excellente résolution spatiale car ce sont des données multi-faisceaux. Pour les données mono-faisceau de 1993, les profils extraits sont un peu moins précis car ils ne suivent pas exactement les profils d'acquisition et du fait de la distance inter-profil d'environ 100 m. Néanmoins, la densité des mesures bathymétriques au niveau des dunes permet de réaliser des interpolations de bonne qualité et ainsi d'augmenter la résolution spatiale sur les dunes.

Pour l'étude de la migration des dunes, les marges d'erreur ont été obtenues en cumulant les erreurs liées aux méthodes de localisation utilisées lors des 3 levés (i.e. ± 15 m pour la période 1937 – 1993, et ± 10 m pour la période 1993 – 2007).

1.2.2. Résultats

Pour chaque secteur, nous pouvons clairement reconnaître les différentes dunes entre 1937, 1993 et 2007. Afin de les distinguer les unes des autres, nous avons repris l'identifiant défini dans le chapitre II (paragraphe 1) : dunes 107, 108, 111 et 112 sur le profil P1, dunes 18 et 20 sur le profil P2 et dunes 77, 79 et 83 sur le profil P3 (Figure IV.4).

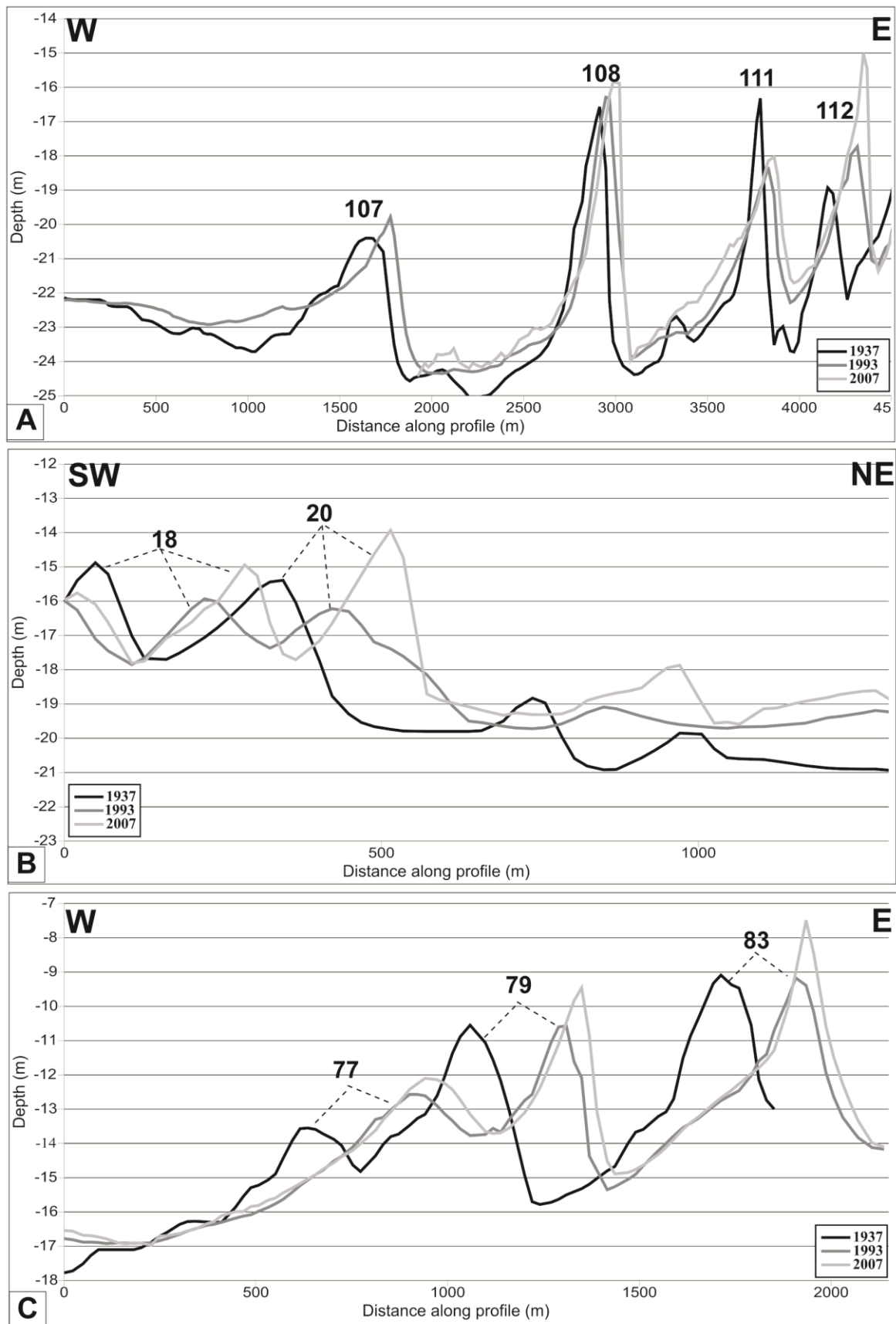


Figure IV.4 : Evolution de la topographie du fond entre 1937, 1993 et 2007, selon les profils P1 (A), P2 (B) et P3 (C).

En fonction des secteurs et des pas de temps considérés, la morphologie des dunes évolue selon différentes modalités. A l'échelle pluri-décennale, seules les dunes 111 (P1), 18 et 20 (P2) montrent une diminution de leur hauteur associée à une augmentation de leur largeur, ce qui correspond à une évolution vers une forme lissée de dune moins active. Les autres dunes ne montrent pas de réels changements de morphologie entre 1937 et 1993 (les hauteurs restent sensiblement les mêmes, les flancs ne deviennent pas plus, ou moins, pentus, *etc.*). Sur le pas de temps décennal, la morphologie des dunes 108, 111 (P1) et 77 (P3) ne change que peu et montre un léger raidissement de leur flanc raide. Les changements survenus entre 1993 et 2007 sont plus visibles pour les autres dunes : leur hauteur augmente (jusqu'à 3 m pour la dune 112 (P1), ce qui implique une augmentation de la pente de leurs flancs. Ces changements morphologiques induisent une augmentation de l'asymétrie des dunes, ce qui est indicateur d'une évolution vers une forme plus dynamique lors de ces 14 années.

La migration des dunes s'est effectuée vers l'Est pour l'ensemble des dunes, quel que soit le secteur et le pas de temps considéré. Néanmoins, d'une dune à l'autre, les modalités de migration sont différentes. Les caractéristiques de la migration des dunes sont synthétisées dans le Tableau IV-1.

Tableau IV-1 : Caractéristiques de la migration des dunes sur les périodes 1937-1993 et 1993-2007.

Déplacements des dunes mesurés selon les profils P1 (Dunes 107, 108, 111 et 112), P2 (Dunes 18 et 20) et P3 (Dunes 77, 79 et 83), et vitesses de migration annuelle moyennes correspondantes (en m/an, entre parenthèses). Les mouvements des crêtes de dunes et des pieds de dunes ont été mesurés (les valeurs correspondant aux pieds occidentaux sont écrites au-dessus des orientaux). Les marges d'erreur des mouvements des dunes sont estimées à ± 15 m pour la période 1937 – 1993 et à ± 10 m pour la période 1993 – 2007. Les marges d'erreurs des taux de migration correspondant sont respectivement de $\pm 0,25$ m.an⁻¹ et $\pm 0,7$ m.an⁻¹. Les valeurs positives et négatives correspondent respectivement à une migration vers l'Est ou vers l'Ouest. Les profils bathymétriques sont localisés en Figure IV.3.

Secteur		NO				SO		CENTRE		
Dune		107	108	111	112	18	20	77	79	83
Mouvement 1937 - 1993 (m)	Crête	95 (1.7)	53 (0.9)	42 (0.8)	161 (2.9)	172 (3.1)	76 (1.4)	258 (4.6)	251 (4.5)	195 (3.5)
	Pied	- (-)	152 (2.7)	43 (0.8)	0 (0)	- (-)	164 (2.9)	- (-)	283 (5)	196 (3.5)
		91 (1.6)	43 (0.8)	90 (1.6)	134 (2.4)	196 (3.5)	103 (1.8)	283 (5)	178 (3.2)	- (-)
Mouvement 1993 - 2007 (m)	Crête	- (-)	53 (3.8)	32 (2.3)	32 (2.3)	64 (4.6)	92 (6.6)	40 (2.9)	38 (2.7)	27 (1.9)
	Pied	- (-)	20 (1.4)	0 (0)	0 (0)	- (-)	40 (2.9)	- (-)	60 (4.3)	21 (1.5)
		- (-)	0 (0)	0 (0)	38 (2.7)	40 (2.9)	-60 (-4.3)	60 (4.3)	20 (1.4)	- (-)

Entre 1937 et 1993, les dunes des secteurs NO et SO ont évolué de manière globalement similaire. Selon la dune considérée, les déplacements vers l'Est sont compris entre 42 et 196 ± 15 m, ce qui correspond à des vitesses de migration moyennes de 0,8 à $3,5 \pm 0,25$ m/an. Au cours de ce même intervalle de temps, les dunes du secteur Centre (dunes 77 à 83) ont migré 1,5 à 2 fois plus

rapidement que les dunes occidentales, à une vitesse pouvant atteindre $5 \pm 0,25$ m/an. Nous pouvons également noter que les mouvements observés sur ce pas de temps concernent la globalité de la forme dunaire, et cela quelle que soit leur vitesse de migration : à la fois les crêtes et les pieds de dunes se sont déplacés.

Sur la période 1993-2007, la dynamique dunaire est complexe. Dans les secteurs NO et Centre, les déplacements des dunes sont du même ordre de grandeur : les mouvements varient entre 20 et 60 ± 10 m, i.e. 1,4 à $4,3 \pm 0,7$ m/an respectivement. Cependant, pour les dunes du secteur NO, seules les crêtes se déplacent. Les dunes relativement sinueuses du secteur SO sont plus mobiles que celles des autres secteurs, avec des taux de migration variant entre 2,9 et $6,6 \pm 0,7$ m/an.

I.3. Interprétation

L'évolution de la bathymétrie de la zone d'étude entre 1937 et 1993 met en évidence une légère érosion de la bordure occidentale du prisme picard. Cette dernière témoigne d'un transfert de sédiment de l'Ouest vers l'Est. Dans son étude de l'évolution morpho-sédimentaire du domaine littoral et marin de la Seine-Maritime, Augris (2004) arrive également à la conclusion que la source de sédiments fins à l'Ouest a tendance à se tarir, ce qui induit un recul progressif de la limite du prisme sédimentaire vers l'Est.

Sur les pas de temps longs (décennal ou pluri-décennal), la direction de migration est orientée vers l'E-NE et coïncide avec celle des courants résiduels de marée. Selon l'échelle temporelle considérée, les vitesses moyennes de migration des dunes varient entre 0,8 et 6,6 m/an. Ces valeurs sont en accord avec ce qui a déjà été observé par plusieurs auteurs dans des environnements comparables. Dans le cadre d'une synthèse, Berné (2000) note que les dunes géantes tidales peuvent présenter des taux de migration compris entre 0 et 70 m/an. Dans des secteurs proches de la zone d'étude, où les conditions hydro-sédimentaires sont relativement similaires à celles observées dans la zone d'étude (vitesses maximales du courant, en vives – eaux à la surface, y sont d'environ 0,8 et 1,8 m/s, respectivement), Berné *et al.* (1989) et Le Bot (2001) mesurent des taux de migration, respectivement, de 10-20 m/an à Surtainville (Manche centrale) et environ 4,5 à 21 m/an dans le détroit du Pas de Calais. Dans la présente étude, les faibles vitesses de migration observées tendent à montrer que les dunes sont moins dynamiques, ce qui pourrait expliquer leur morphologie (pente des flancs raides relativement faible). A l'exception du secteur Est, les taux de migration enregistrés au pas de temps décennal sont généralement 1,5 à 4 fois supérieurs à ceux observés sur le pas de temps pluri-décennal. Langhorne (1982) a déjà remarqué que la vitesse de migration des dunes dépend de la période d'observation (à l'échelle d'un cycle semi-diurne, ou ME-VE, les taux de déplacement mesurés sont plus importants que ceux enregistrés à l'échelle annuelle). Ce résultat souligne le fait que l'influence des agents hydrodynamiques responsables de la dynamique sédimentaire n'est pas

homogène dans le temps, et/ou que la dynamique sédimentaire est gouvernée par plusieurs facteurs hydrodynamiques dont l'importance relative est différente selon les pas de temps considérés.

La marée est un agent hydrodynamique majeur contrôlant le transport sédimentaire, la structuration et la migration des dunes (orientation des dunes perpendiculaire aux directions des courants de marée). Cependant, il est évident que les courants tidaux ne constituent pas l'unique agent forçant en ce qui concerne la dynamique des dunes sur le long terme. Le fait que les vitesses de migration soient plus importantes à l'échelle décennale qu'à l'échelle pluri-décennale semble indiquer que d'autres facteurs se combinent au forçage tidal.

L'action de la marée n'est pas constante dans le temps et elle présente des cyclicités qui pourraient potentiellement expliquer les différences de taux de migration des dunes. De plus, les analyses des flux sédimentaires charriés et de la morphodynamique des dunes sur des pas de temps inférieurs à l'année (Chapitre III) ont montré que les vents et houles, d'intensités même modérées, pouvaient modifier de manière importante la dynamique sédimentaire. Il est donc indispensable de regarder plus précisément l'influence respective des cyclicités de la marée et des houles / tempêtes sur la morphodynamique des dunes. Ceci sera fait dans la suite de ce chapitre et l'architecture interne des dunes sera analysée afin de reconnaître les signatures des différents événements.

II. Architecture interne des dunes

L'étude de la structure interne des dunes permet d'acquérir une meilleure compréhension de leur dynamique. Plusieurs auteurs ont utilisé avec succès la sismique très haute résolution (THR) pour accéder à l'architecture interne de dunes sous-marines (Berné et al., 1988; Berné et al., 1993; Le Bot et al., 2000; Le Bot & Trentesaux, 2004) ou de bancs tidaux (Tessier *et al.*, 1997; Trentesaux *et al.*, 1999; Chaumillon *et al.*, 2002; Chaumillon *et al.*, 2008).

Grâce à l'analyse et à l'interprétation des données sismiques acquises lors de la campagne SISCOSAG07 (avril 2007), différents types de discontinuités et d'architectures ont été révélés. Quatre sections de profils sismiques, localisés dans les secteurs NO, SO et Centre (Profils P4, P5, P6, P7, localisés sur la Figure IV.3), permettent de résumer les différents types de structures internes dunaires observées sur la zone d'étude et seront ici présentées (Figure IV.5). Dans un premier temps, la géométrie des réflecteurs et les différents types d'architecture interne seront décrits. Dans un deuxième temps, nous tenterons d'identifier les processus et les agents forçants qui contrôlent l'architecture interne des dunes.

II.1. Géométries des discontinuités internes

Ici, nous avons choisi d'adopter la terminologie définie par Brookfield (1977) pour décrire les discontinuités au sein des dunes éoliennes, puis utilisée par Berné *et al.* (1988 ; 1989) et Le Bot & Trentesaux (2004) pour les dunes sous-marines. Cette terminologie est basée sur les propriétés géométriques des discontinuités observées ainsi que sur leur distribution au sein du corps sédimentaire.

L'analyse des profils sismiques, réalisés sur différents types de dunes de la zone d'étude, a révélé deux principaux types de réflecteurs sismiques. La géométrie et l'agencement de ces réflecteurs sont présentés sur la Figure IV.5.

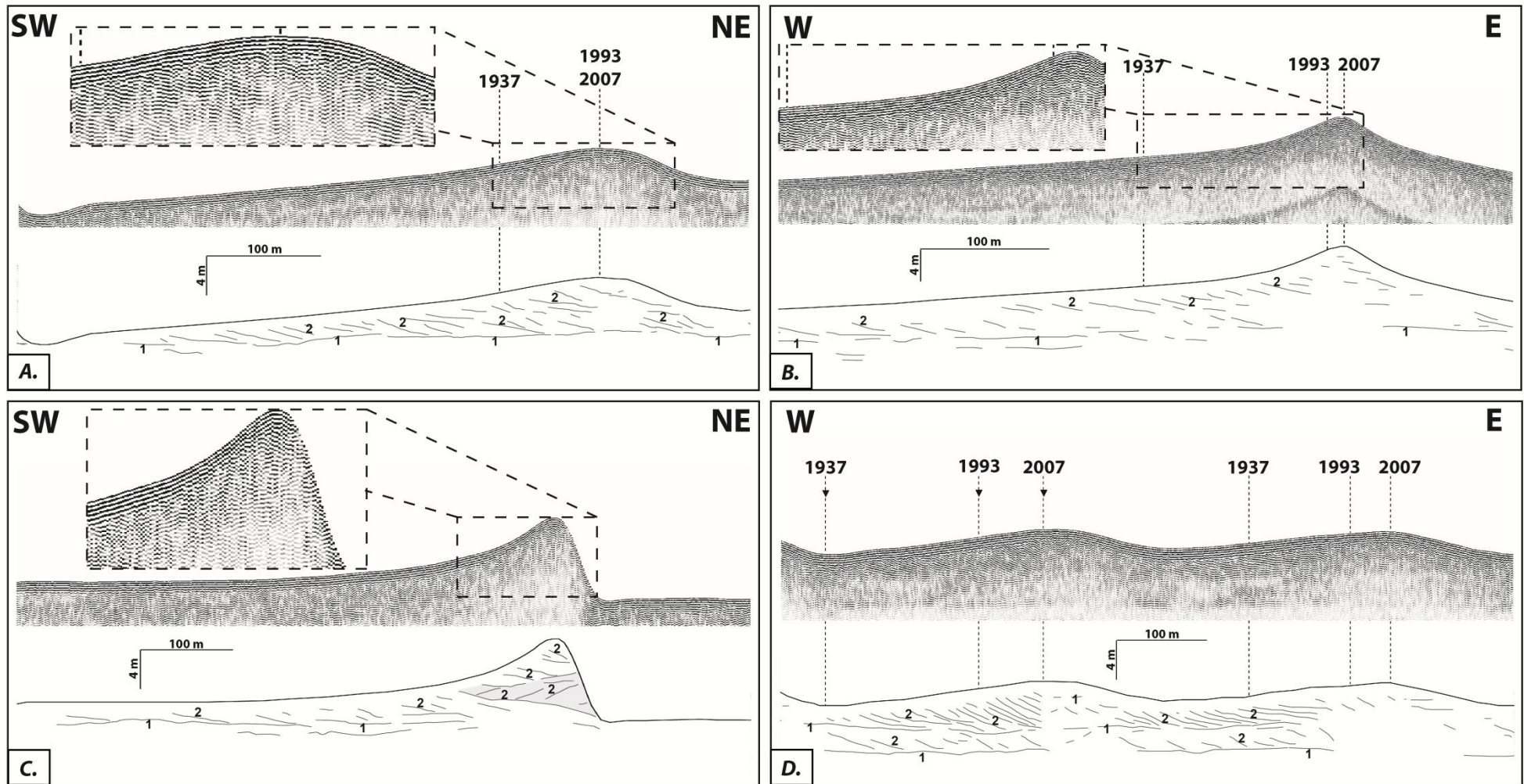


Figure IV.5 : Architectures internes des dunes. Profils sismiques au sondeur de sédiment 3,5 kHz et leur interprétation. (Ferret *et al.*, 2010).

A. Architecture de type 1, exemple de la dune 112 (Profil sismique P5) ; B. Architecture de type 1, exemple de la dune 83 (Profil P7) ; C. Architecture de type 2, exemple de la dune 107 (Profil P4) ; D. Architecture de type 3, exemple des dunes 18 et 20 (Profil P6). Les positions des crêtes de dunes en 1937, 1993 et 2007 sont localisées pour chaque dune (pointillés). Les réflecteurs de 1^{er} et 2nd ordre sont indiqués par 1 et 2, respectivement. Les profils sismiques sont localisés sur la Figure IV.3.

Les réflecteurs de 1^{er} ordre (notés 1 sur la Figure IV.5) correspondent à des discontinuités horizontales à sub-horizontales. Ils sont généralement localisés à la base des dunes, et localement on peut les observer dans leur partie supérieure. A la base de la dune, ces réflecteurs sont relativement continus et caractérisés par un fort contraste d'impédance, alors qu'en sommet de dune, ces caractéristiques sont beaucoup moins marquées et les discontinuités tronquent les surfaces sous-jacentes. Dans d'autres études (i.e. Berné, 1991), ces réflecteurs, lorsqu'ils sont situés à la base de la dune, sont interprétés comme la marque de la progradation de la dune sur la semelle de sédiment plus grossier anté-holocène. Dans la partie sommitale, ces discontinuités peuvent correspondre à la surface de progradation des corps sédimentaires surimposés qui migrent plus vite que la dune hôte (Berné *et al.*, 1988 ; Le Bot & Trentesaux, 2004), ou comme des surfaces d'érosion sous l'action de la houle (Berné *et al.*, 1988, 1989).

Les réflecteurs de 2nd ordre (notés 2 sur la Figure IV.5) sont inclinés. Ils se terminent en downlap sur les réflecteurs de 1^{er} ordre situés à la base des dunes, et sont tronqués par les réflecteurs de 1^{er} ordre situés au sommet de la dune. Les angles d'inclinaison des discontinuités de 2^{ème} ordre varient entre 0,5 et 4°, perpendiculairement à la crête de dune. Sur les profils longitudinaux, les pendages mesurés sont sub-horizontaux (0,5 à 1°) et indiquent que les valeurs de pendages mesurées sur les profils transverses (perpendiculaires aux crêtes des dunes), bien qu'étant des pendages apparents, sont vraisemblablement proches des valeurs des pendages réels.

Ces valeurs sont significativement plus faibles que celles mesurées par Dalrymple (1984), Berné (1991) ou Le Bot & Trentesaux (2004). En effet, ces auteurs observent des pendages variant respectivement entre 9 et 14°, 5 et 15°, et 9 et 11° pour les discontinuités de 2^d ordre. Malgré cette différence, elles présentent des caractéristiques géométriques similaires à celles des études citées précédemment : il s'agit de discontinuités de 2nd ordre qui constituent le maître-litage des dunes.

Berné (1991), Berné *et al.* (1988; 1989) et Le Bot & Trentesaux (2004) ont également identifié des discontinuités de 3^{ème} ordre qui structurent des dunes sous-marines localisées respectivement en Manche centrale et dans le Détroit du Pas de Calais. Ces réflecteurs sont plus inclinés que ceux de 1^{er} et 2^{ème} ordres décrits précédemment : leur pente est comprise généralement entre 25° et 35°. Selon Berné *et al.* (1988), ces surfaces de 3^{ème} ordre résultent de l'alternance de phases d'avalanche et de phases de pluies sableuses, ce qui induit une alternance de niveau de différentes granulométries sur le flanc raide de la dune. Dans la présente étude, ces réflecteurs de 3^{ème} ordre ne sont pas observés mais cela ne signifie pas nécessairement qu'ils ne soient pas enregistrés : cette absence d'observation peut être due au caractère grossier des sédiments constituant les dunes et/ou la faible résolution verticale du sondeur de sédiment (0,5 – 1 m).

II.2. L'architecture interne des dunes

II.2.1. Les traits architecturaux communs à l'ensemble des dunes

Selon l'organisation des surfaces de 1^{er} et de 2nd ordre, 3 types d'architectures internes ont pu être identifiées dans les dunes sous-marines.

La plupart des dunes montrent une architecture interne similaire, nommée **architecture de type 1** (Figure IV.5 -A et Figure IV.5-B), et cela quelles que soient leurs caractéristiques morphologiques. Les discontinuités de 1^{er} ordre définissent généralement la base de la dune. Au sein des dunes, les réflecteurs de 2nd ordre délimitent des unités relativement épaisses qui plongent vers l'E-NE. Par conséquent, cette architecture correspond à un empilement d'unités de 2nd ordre montrant une progradation vers l'E-NE. Localement, ces unités et les réflecteurs de 2nd ordre sont tronqués dans leur partie supérieure par des discontinuités de 1^{er} ordre.

Dans quelques dunes, nous pouvons observer des réflecteurs de 2nd ordre plongeant vers l'OSO. Dans ce cas, l'architecture interne de la dune consiste en une succession d'unités de 2nd ordre progradant vers l'E-NE, interrompues par plusieurs sous-unités délimitées par des discontinuités de 2nd ordre et progradant vers l'O-SO (**architecture de type 2**). Cette direction de progradation opposée peut être vraiment très ponctuelle (parfois, seule une unité est observée au sein d'un corps dunaire), ou peut affecter une partie importante de la dune, comme dans le cas de la dune 107. En effet, cette dune montre 3 unités à progradation inverse (architecture 2, Figure IV.5-C) : entre deux unités à progradation E-SE, l'unité à progradation opposée (unité grisée sur la Figure IV.5-C), vers l'O-SO, est délimitée par des réflecteurs de 2nd ordre dont le pendage est très faible (0,5 – 1°) et contient des sous-unités délimitées par des surfaces plus inclinées (1,5 – 2,5°). L'architecture particulière de cette dune sera présentée et discutée plus en détail par la suite.

Dans quelques secteurs de la zone d'étude, en particulier dans le secteur SO, l'architecture des dunes correspond régulièrement à un empilement vertical de 2 importantes unités sismiques qui sont délimitées par des réflecteurs de 1^{er} ordre et montrent une épaisseur des plusieurs mètres (Figure IV.5-D). Chacune des 2 unités empilées est caractérisée par l'architecture de type 1. L'unité inférieure correspond aux reliques de dunes plus anciennes, érodées à leur sommet par une discontinuité de 1^{er} ordre, et l'unité supérieure représente le système dunaire actuel actif. Cette organisation des discontinuités constitue ce que nous avons qualifié d'**architecture de type 3**.

II.2.2. Les différents ensembles structuraux

Lors de la mission SISCOSAG07, nous avons concentré nos efforts sur des secteurs où les fonds meubles présentent différentes caractéristiques morpho-sédimentaires. Ici, nous allons présenter les résultats d'interprétation relatifs à des dunes 3D reposant sur la semelle de sédiment graveleux ou surimposées au banc tidal, et nous regarderons également brièvement l'architecture interne de ce banc.

II.2.2.1 Exemple des grandes barkhanes sur une semelle grossière de graviers-cailloutis

L'interprétation des profils sismiques acquis au Nord-Ouest de la zone d'étude a permis d'établir une carte synthétique présentant l'architecture interne de l'ensemble des dunes de ce secteur (localisation des profils du secteur REC4W et interprétation visibles en Figure IV.6). En analysant cette carte, nous pouvons voir que l'ensemble de ces dunes ne montre pas forcément la même structure interne.

Dans un premier temps, nous nous sommes focalisés sur la dune 107 (Figure IV.7 et Figure IV.6) car elle montre une architecture particulière : il s'agit d'une des rares dunes possédant l'architecture de type 2 de façon très claire. Cette dune, située à l'extrémité ouest de la zone (localisation sur la Figure IV.6), présente une forme tridimensionnelle nette. Sa hauteur diminue globalement du Nord (plus de 8 m sur le profil REC4-2) vers le Sud (5,6 m sur le profil REC4-9). Cette dune est intéressante car elle possède une unité à progradation inverse bien nette qui est présente quelle que soit la section sismique considérée (en gris, Figure IV.7). Une légère variabilité latérale dans l'architecture interne est observée : l'épaisseur de l'unité à progradation inversée diminue du Sud vers le Nord, avec respectivement un peu plus de 4 m et 3,3 m. Pour chaque profil sismique, l'épaisseur de cette unité a été mesurée au niveau de sa valeur maximale afin de s'affranchir au maximum de l'érosion post-dépôt. Cependant, malgré cette précaution, les épaisseurs sont vraisemblablement sous-estimées, particulièrement le profil REC4-9 où il est clair que cette unité a été fortement érodée.

La profondeur de la surface basale des unités inverses ne varie pas réellement latéralement : les valeurs sont toujours comprises entre - 24,5 et - 25 m.

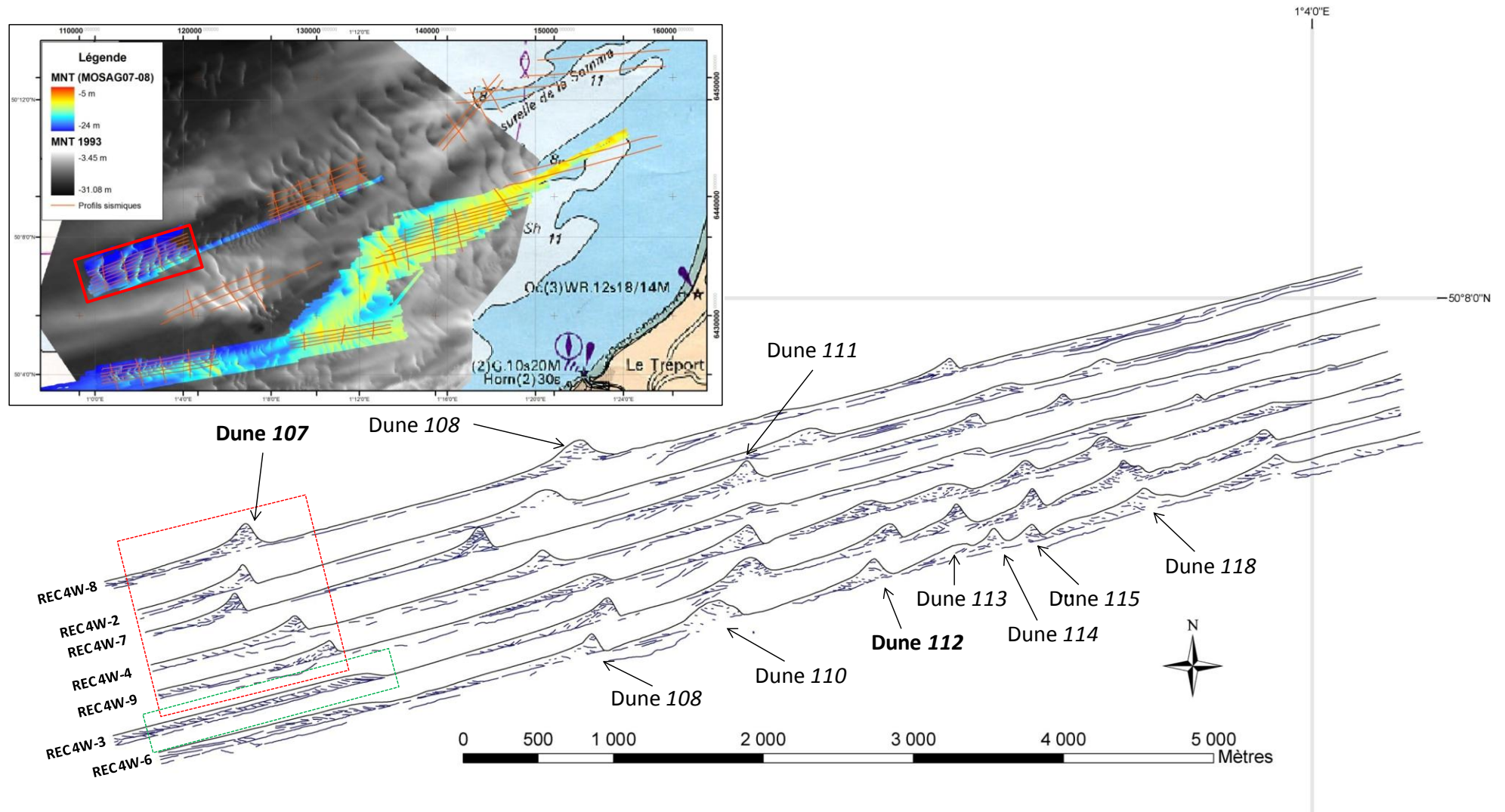


Figure IV.6 : Carte synthétique de la structure interne de l'ensemble des dunes situées dans la boîte de travail REC4W.
Les cadres rouges et vert localisent les zooms réalisés et présentés respectivement en Figure IV.7 et en Figure IV.11.

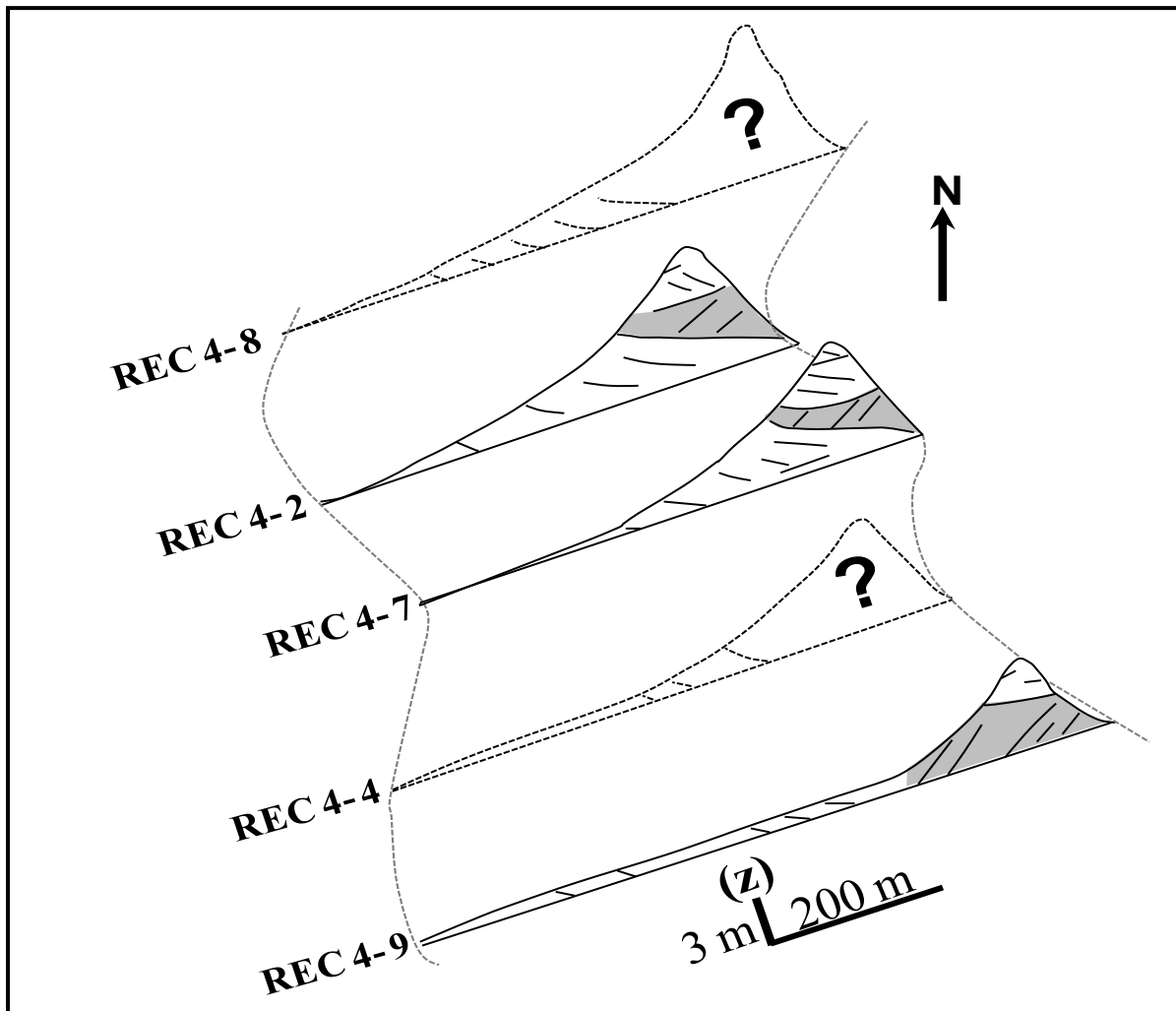


Figure IV.7 : Carte schématique de la structure interne pour différentes sections de la dune 107 (Localisation en Figure IV.6).

Les profils sismiques ne permettant pas une identification fiable des réflecteurs sont en pointillés, avec un point d'interrogation. Les lignes pointillées grises correspondent aux pieds de dune.

Nous discuterons par la suite des phénomènes (et des processus associés) étant à l'origine de la mise en place de cette unité à progradation inversée. Néanmoins, nous pouvons d'ores et déjà nous demander quels paramètres pourraient expliquer la variabilité latérale de l'épaisseur de cette unité observée au sein de la dune 107 (Figure IV.7). Plusieurs facteurs sont alors à considérer :

- La granulométrie du sédiment constituant la dune car elle peut influencer fortement la quantité de sédiment transporté (Ernstsen *et al.*, 2004). Ce facteur n'a pas pu être vérifié car nous ne disposons pas de données sédimentaires permettant de caractériser finement la variabilité latérale de la granulométrie à l'échelle du corps dunaire.

- La bathymétrie car elle influence fortement la vitesse des courants sur le fond : ils sont plus ou moins atténués en fonction de l'épaisseur de la colonne d'eau. Ainsi, si une section de la dune se situe à une profondeur plus importante qu'une autre, il semble logique que l'épaisseur de l'unité à

progradation inverse soit moins grande : en supposant que la section de la dune est constante latéralement, un stock moins important de sédiment est potentiellement mobilisé.

Le fait que la profondeur de la surface basale de l'unité inverse ne varie pas réellement latéralement et reste aux alentours de 25 m semble impliquer que la bathymétrie ne peut pas expliquer la variabilité latérale observée dans l'architecture interne de la dune 107. Néanmoins, les résultats de ces mesures ont mis en évidence le fait qu'il semble qu'il y ait une profondeur limite d'action des processus/ de l'agent forçant à l'origine des unités à progradation inverse, qui se situe aux alentours de 25 m.

- La morphologie de la dune, car le stock sédimentaire dunaire mobilisable et érodable par les courants dépend de sa profondeur, mais également des dimensions de la dune. Ainsi, la vitesse de migration de la dune (Fenster *et al.*, 1990) et l'épaisseur des dépôts sont influencés par la forme de la dune. La hauteur de la dune 107 varie selon la section considérée : globalement, elle diminue du Nord (plus de 8 m sur le profil REC4-2) vers le Sud (5,6 m sur le profil REC4-9). La diminution de la hauteur de la dune coïncide avec l'augmentation de l'épaisseur de l'unité inversée. Pour une même quantité de sédiment transporté, plus les dimensions de la dune sont importantes, plus l'épaisseur du dépôt résultant est faible. Pour la dune 107, ce phénomène semble influencer fortement l'architecture interne et pourrait expliquer à lui seul la variabilité latérale observée.

Dans la partie la plus orientale de ce secteur, si des réflecteurs marquant une direction de progradation vers l'Ouest peuvent être observés dans certaines dunes (*e.g.* dune 108), il n'a pas été observé d'unité à progradation inversée. Quand de tels réflecteurs existent, cela ne concerne qu'une portion latérale de la dune et non la totalité de la dune (Figure IV.6).

D'une manière générale, les dunes observées à l'Est du secteur d'étude ne contiennent pratiquement que des réflecteurs marquant une progradation vers l'Est, ce qui correspond à l'architecture de type 1 (Figure IV.6).

II.2.2.2 Exemple de dunes surimposées au banc sableux

Les fonds de la zone d'étude sont caractérisés par la naissance des bancs sableux de la Somme festonnés par de nombreuses très grandes dunes. Ici, nous avons sélectionné quelques unes de ces dunes surimposées, montrant des caractéristiques morphologiques différentes, dans le but de décrire leur architecture.

A l'Ouest de la zone d'étude, de grandes dunes surimposées au banc tidal ont été étudiées. Les profils sismiques ne permettent pas réellement de suivre la totalité des réflecteurs (beaucoup de bruit au sein des dunes). Nous avons néanmoins établi une carte synthétique de l'architecture interne des dunes présentes dans ce secteur (boîte GC), grâce à l'interprétation de ces profils (Figure IV.8). Par ailleurs, les sections de profils pour lesquels nous ne disposons pas de données sont dues à des problèmes techniques rencontrés lors de l'acquisition sismique et/ou lors du traitement des données.

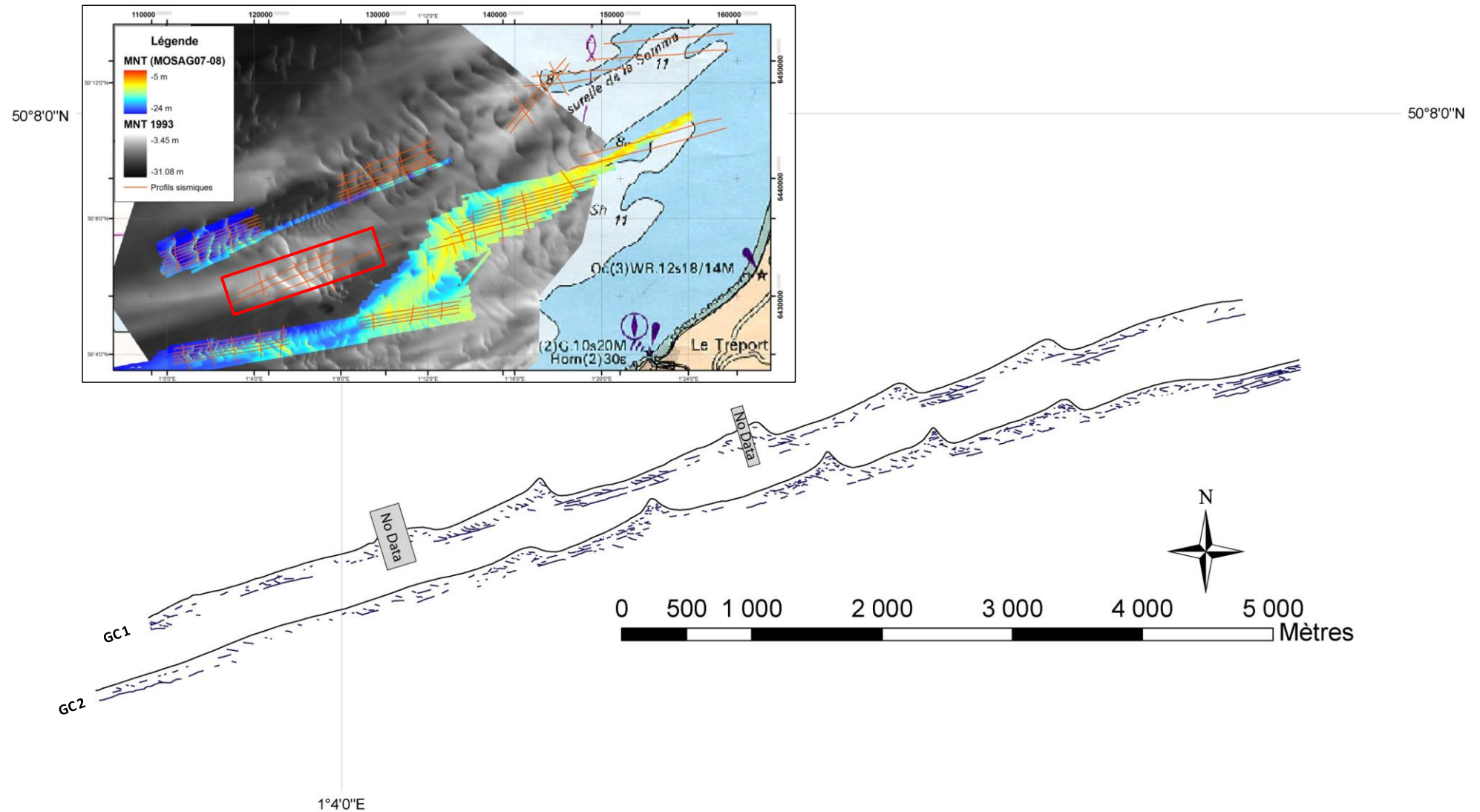


Figure IV.8 : Carte de la structure interne de l'ensemble des dunes situées dans la boîte de travail GC

Les dunes surimposées au banc sableux montrent de nombreux réflecteurs horizontaux, en base de dune ou en leur sein, qui délimitent des unités dans lesquelles nous observons des réflecteurs de 2nd ordre quasi-exclusivement orientés vers l'Est. Les réflecteurs de 2nd ordre sont souvent discontinus, ce qui est vraisemblablement dû aux hauteurs importantes de ces dunes induisant des pertes de signal. Malgré la qualité médiocre des profils sismiques, nous notons que les corps sédimentaires de ce secteur présentent plutôt des architectures de type 1, voire de type 3.

Plus au Sud, dans la boîte de travail REC7W, de nombreuses dunes, généralement de type barkhane, se surimposent à l'extrémité du banc sableux. Ces barkhanes sont de plus petites dimensions que celles observées précédemment (cf. §II.2.2.1) : leur hauteur varie entre environ 2 et 6 mètres. Du fait des plus faibles dimensions des corps sédimentaires, leur architecture interne est révélée de façon beaucoup plus nette grâce à la sismique : nous pouvons observer de longs réflecteurs horizontaux, au sein des dunes, qui limitent régulièrement des unités à progradation orientale qui semblent s'être déposées à différents moments. La Figure IV.9 illustre un cas souvent observé dans ce secteur : une dune se surimpose à une autre dune aux dimensions plus importantes (hauteurs respectives d'environ 2 m et 6 m).

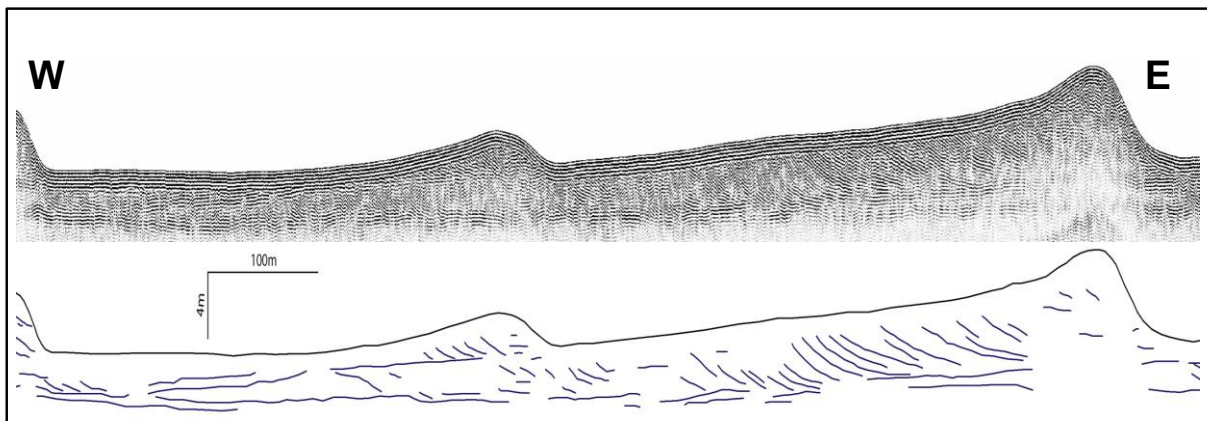


Figure IV.9 : Section sismique E-W d'une barkhane montrant une architecture de type 3 (localisation sur la Figure IV.10) et son interprétation.

La Figure IV.10 illustre les ensembles structuraux observés dans cette boîte de travail REC7W. Nous pouvons noter que, comme pour la boîte GC, seules les architectures 1 et 3 sont observées dans les dunes surimposées aux bancs sableux. Il semble que ce type d'architecture soit indépendant des caractéristiques morphologiques des dunes car leurs dimensions diffèrent d'une boîte de travail à l'autre.

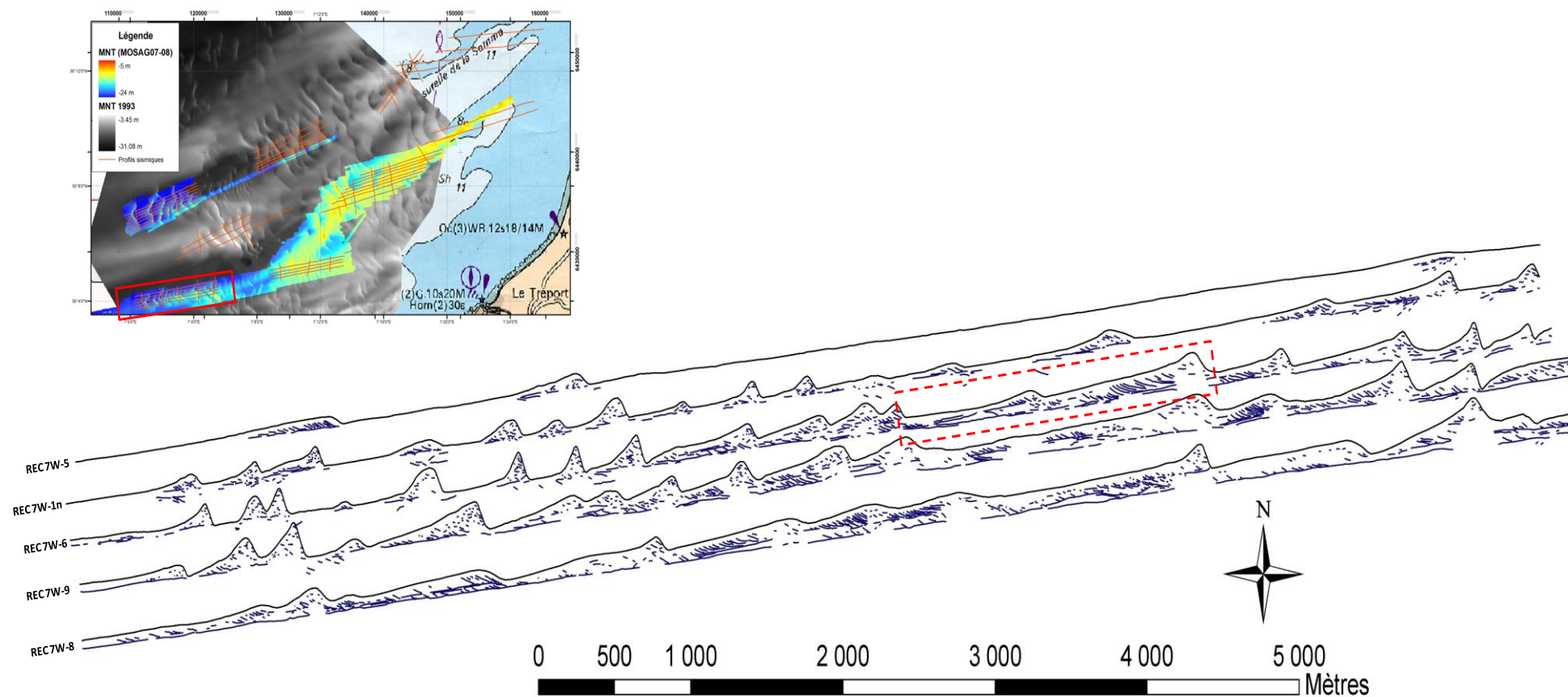


Figure IV.10 : Carte de la structure interne de l'ensemble des dunes situées dans la boîte de travail REC 7W.
Le cadre rouge localise le zoom réalisé et présenté en Figure IV.9.

Lorsque nous regardons l'architecture interne des corps sédimentaires surimposés au banc sableux, nous notons qu'ils sont souvent délimités l'un de l'autre par une discontinuité de premier ordre, ce qui est typique de l'architecture 3. Cette discontinuité correspond vraisemblablement à la surface basale des dunes qui progressent en érodant superficiellement l'architecture interne des dunes situées en aval du courant : l'importance du disponible sédimentaire permettrait ici aux unités sédimentaires d'être rapidement recouvertes, et donc préservées, fossilisées par les dépôts sus-jacents successifs des dunes situées en amont du courant.

Cette architecture particulière n'était pas observée dans les grandes barkhanes reposant sur la semelle de graviers – cailloutis, situées dans le secteur REC 4W (*cf.* Chapitre IV, §II.2.1). Ainsi, la dynamique des dunes n'est pas influencée par les seuls agents dynamiques forçants, mais l'importance du disponible sédimentaire est à considérer également. En effet, pour des mêmes conditions dynamiques, les dunes situées dans un contexte de faible disponible sédimentaire seront moins actives et migreront moins rapidement que celles situées dans un contexte où le disponible sédimentaire est plus important.

II.2.2.3 Exemple d'un banc tidal (extrémité occidentale de la Bassurelle de la Somme)

La zone d'étude correspond à un gradient morpho-sédimentaire remarquable constitué, en particulier, de dunes et de bancs sableux. Beaucoup d'études ont été dédiées à l'analyse de l'architecture interne des bancs tidaux (*e.g.* Berné *et al.*, 1994 ; Tessier *et al.*, 1997 ; Liu *et al.*, 2007). Cependant, les structures internes dans les secteurs de transition entre dunes sur fond plat et dunes surimposées à de bancs sableux ont rarement été étudiées.

L'extrémité occidentale de la section sismique REC4-3 (localisée sur la Figure IV.6) a été réalisée sur la bordure nord d'un banc sableux, à environ 200 mètres au sud de la dune 107. Son interprétation permet d'observer l'architecture interne du banc tidal (Figure IV.11).

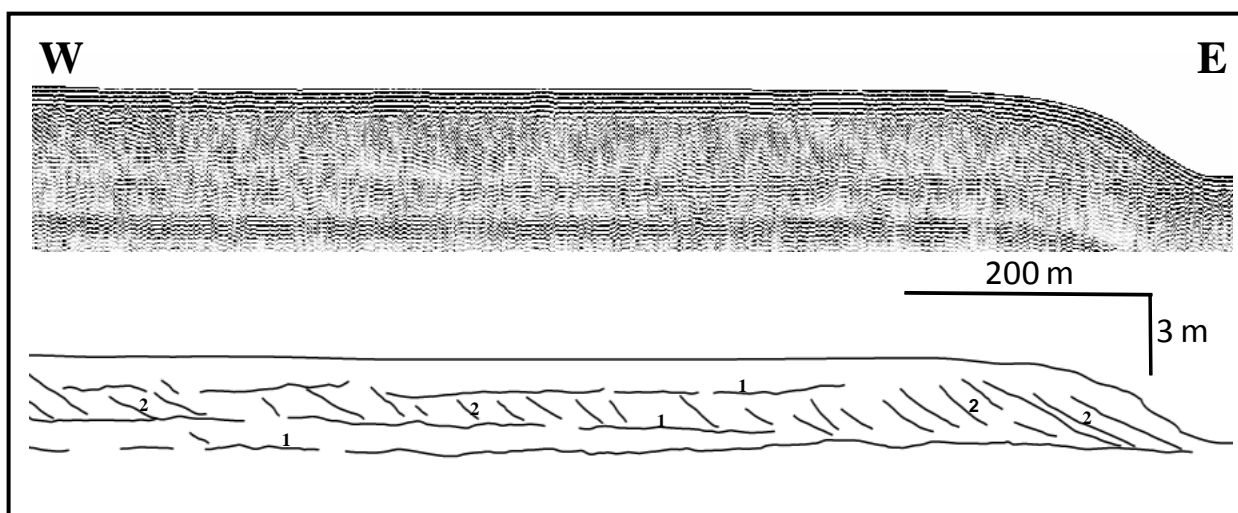


Figure IV.11 : Section sismique E-W de la bordure nord d'un banc tidal (profil REC4-3 sur la Figure IV.6) et son interprétation.

Là encore, seuls des réflecteurs de type 1 et 2 sont observés au sein du banc tidal. Ils délimitent plusieurs unités de progradation vers l'Est et ne montrent jamais d'inversion de direction de progradation, contrairement à la dune 107. La discontinuité de type 1 située dans la partie sommitale du banc est très longue et semble être représentative d'une dynamique active de corps sédimentaires surimposés. On pourrait faire l'hypothèse que la migration de ces figures surimposées et l'érosion qu'elles engendrent effacent d'éventuels réflecteurs orientés vers l'Ouest. Ceci semble peu probable car l'empreinte de la dynamique des petites à moyennes dunes surimposées ne concerne que la partie sommitale du banc.

Nous nous sommes également intéressés aux architectures internes observées au sein d'autres sections de bancs tidaux dans le but de voir si leur organisation des réflecteurs variait ou non en fonction de leur localisation. Pour cela, des profils sismiques ont été réalisés au niveau de la bordure occidentale de la Bassurelle de la Somme (Localisation en Figure IV.12).

L'épaisseur de sédiment est importante au niveau du banc sableux (régulièrement supérieure à 10 m) et le signal sismique s'atténue rapidement avec la profondeur : les profils sismiques sont alors très bruités, ce qui rend délicat l'identification et le suivi des discontinuités acoustiques. Ici, seuls quelques exemples remarquables seront donc présentés.

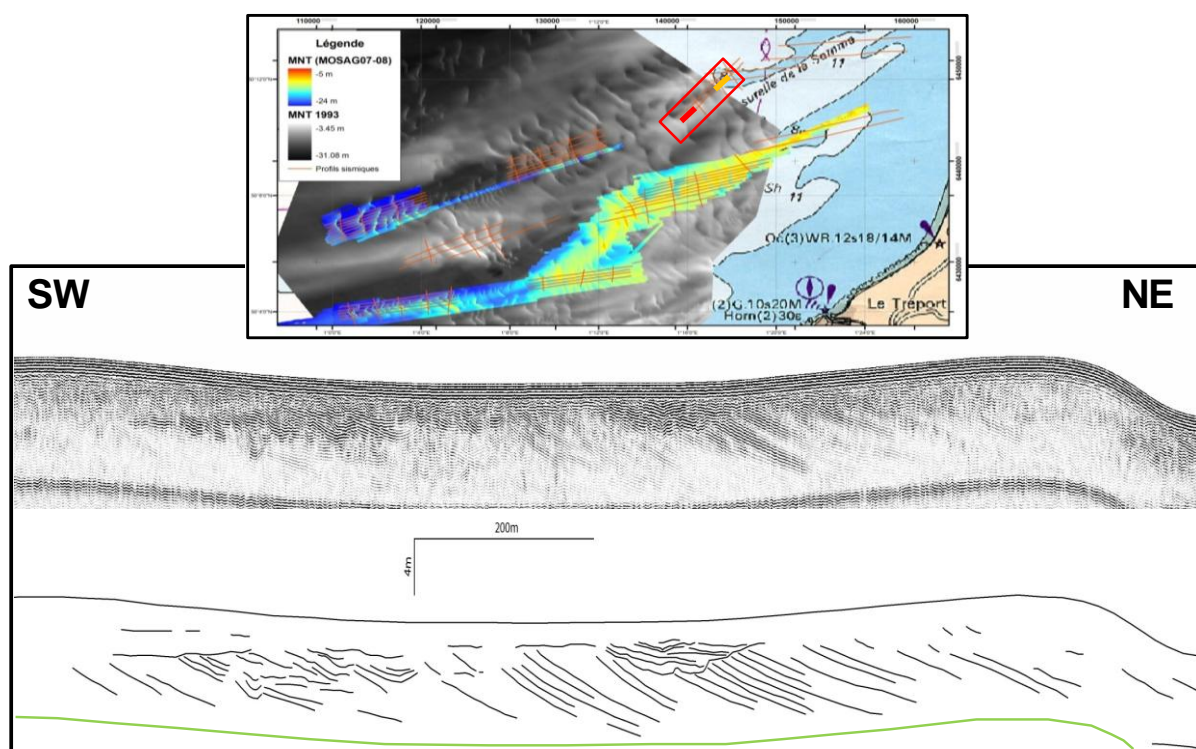


Figure IV.12 : Section sismique SO - NE sur l'extrême bordure du banc tidal de la Bassurelle de la Somme et son interprétation.

Localisation du profil sismique figurée par un trait rouge sur la carte. Dans l'interprétation sismique, le trait vert correspond au fantôme du fond.

Une section sismique SO-NE de l'extrême bordure du banc tidal sableux de la Bassurelle de la Somme est interprétée en Figure IV.12. Du fait de sa localisation, l'épaisseur de sédiment observée est relativement faible (inférieure à 4 m) et quasiment aucun réflecteur n'est repéré dans la partie sommitale de la section sismique du fait du pédalage de la réflexion au niveau de l'interface eau-sédiment. Cette section, où l'épaisseur de sédiment récent est faible, nous permet de voir clairement la structure du substratum localisé à l'aplomb du banc sableux. Ce dernier est constitué de fréquents réflecteurs continus d'amplitude variable, caractérisés par un pendage vers le Nord-est. D'après la carte de l'écorché géologique de la Manche orientale (Auffret *et al.*, 1982), et à partir des caractéristiques de ce faciès sismique déjà décrit par Claveleau (2007), il semblerait que la partie basale de l'enregistrement corresponde aux étages de la craie du Crétacé supérieur. La partie sommitale du substratum est tronquée par une surface d'érosion irrégulière au niveau de laquelle nous pouvons observer des incisions. Au Nord-Est, l'incision est large d'environ 200 m et profonde d'environ 3 m : elle correspond à l'empreinte d'un paléo-chenal, qui est, selon toute vraisemblance, celui de la Paléo-Somme (Auffret *et al.*, 1982). L'incision située au Sud-ouest du profil, dont les limites sont moins nettes, pourrait également correspondre au paléo-chenal de la Somme. Dans ces incisions, le remplissage est souligné par des réflecteurs bien visibles, pentés vers le Nord-est, et une discordance nette avec les réflecteurs sous-jacents correspondants au substratum est observée. L'unité

sismique sommitale correspond à un remplissage présentant un faciès sismique réflectif, chaotique, dans lequel les réflecteurs ne présentent pas d'orientation préférentielle.

La prolongation vers l'E-NE du profil sismique présenté en Figure IV.12 a également été analysée (Figure IV.13). Ainsi, il nous est possible de visualiser l'architecture interne du banc tidal s.s., et non plus une bordure du banc: l'épaisseur de sédiment y est beaucoup plus importante et dépasse les 10 m, ce qui permet de visualiser l'intégralité de l'architecture du banc sableux, au détriment de l'architecture du substratum.

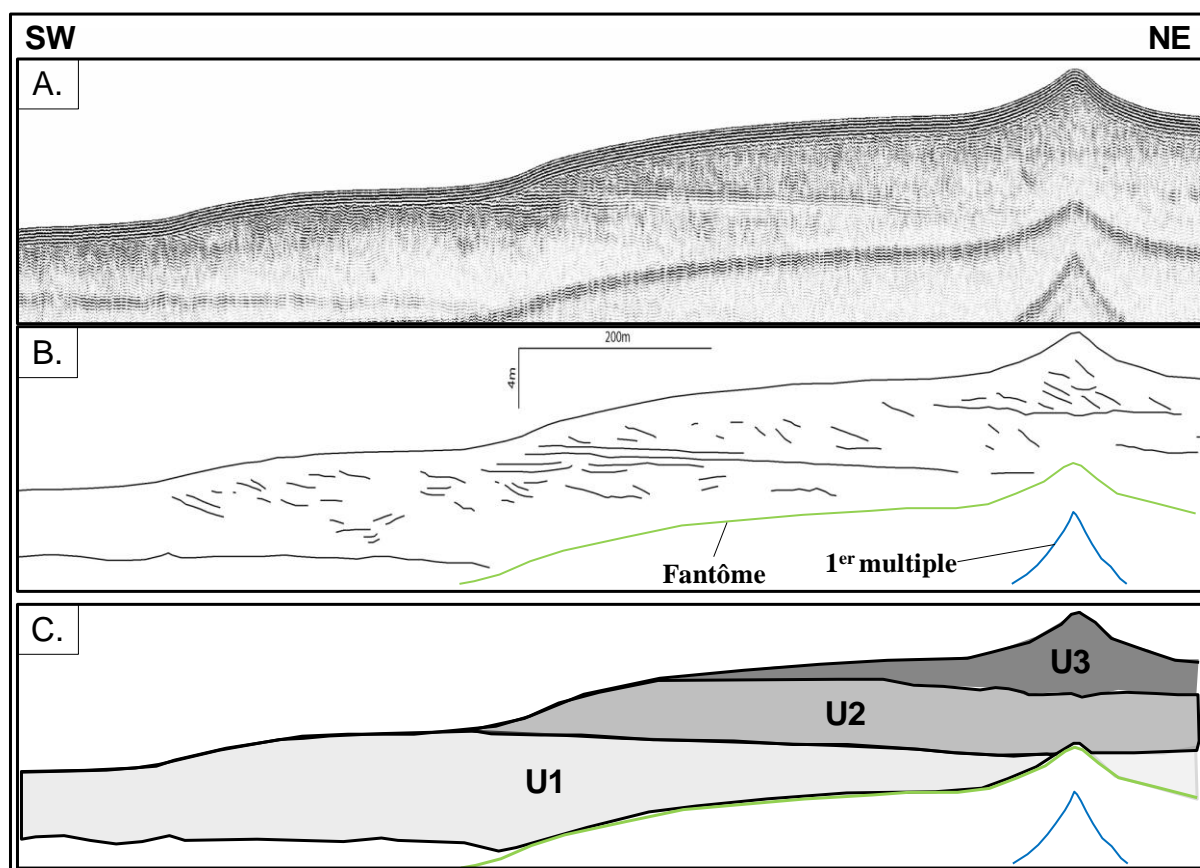


Figure IV.13 : Section sismique SO - NE du banc tidal de la Bassurelle de la Somme (A), son interprétation (B) et schéma synthétique mettant en évidence les 3 principales unités (C).
Localisation du profil sismique figuré par un trait orange sur la carte, Figure IV.12.

Les réflecteurs sismiques témoignant de la dynamique actuelle du banc tidal sont observés dans la partie sommitale du banc (unité U3). Ils ne sont pas très marqués, de relativement faible amplitude et sont inclinés principalement vers le NE. D'après leurs caractéristiques géométriques, il est possible de les identifier comme des discontinuités de 2nd ordre similaires à celles décrites au sein des dunes.

Lorsque nous regardons la structure du banc dans sa globalité, nous pouvons distinguer 3 unités principales, délimitées les unes des autres par de longs réflecteurs horizontaux, continus et de

forte amplitude (Figure IV.13-C) qui pourraient correspondre à des surfaces d'érosion. Les unités U1, U2 et U3, ont des épaisseurs maximales d'environ 6 m, 4 m et 4m respectivement, et leur base se situe respectivement à des profondeurs d'environ 18,2 m, 13,6 m et 8,9 m.

Les discontinuités constituant la base des unités U2 et U3 tendent à se connecter à la surface du banc au niveau de ruptures de pente bien marquées. Il semblerait que la morphologie externe de la Bassurelle de la Somme, ainsi que son architecture interne, soient les conséquences des différentes phases dynamiques du banc sur le long terme.

L'unité sédimentaire U3, qui est la plus sommitale et celle dont le volume de sédiment est le moins important, correspond vraisemblablement à l'unité qui est active actuellement : seul le sommet de banc est dynamique sous les conditions hydrodynamiques actuelles. D'après l'organisation des réflecteurs de 2nd ordre, il semblerait que la crête du banc ait tendance à prograder vers le NE, ce qui est en accord avec la dynamique des dunes sous-marines observée sur la zone d'étude.

Les surfaces d'érosion constituant les bases des unités U1 et U2 sont probablement à lier à des événements, ou phénomènes, survenant à des échelles temporelles plus importantes. Des auteurs ont déjà observé ce type de discontinuités au sein de bancs tidaux situés à une relative proximité de la zone d'étude. Berné *et al.* (1994) ont observé des discontinuités horizontales majeures dans le banc sableux de Middelkerke (Sud de la Mer du Nord). Billeaud (2007), dans le cadre de sa thèse sur la dynamique de construction d'un prisme sédimentaire littoral en Baie du Mont-Saint-Michel, a également remarqué que des discontinuités majeures structuraient fortement le banc tidal situé au large de Jullouville (Figure IV.14).

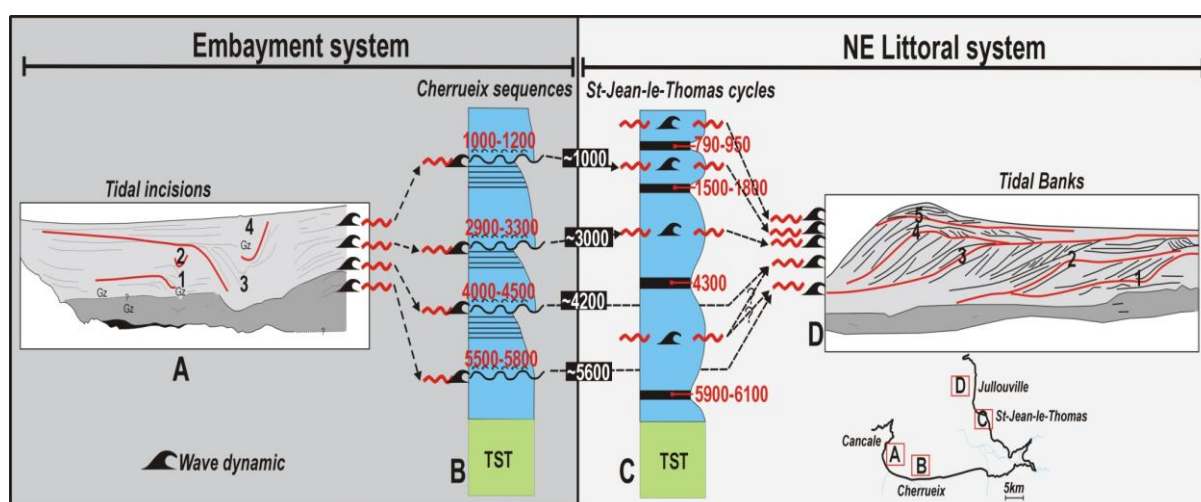


Figure IV.14 : Synthèse et origines des changements environnementaux majeurs en domaine côtier (banc tidal au large de Jullouville, Baie du Mont-Saint-Michel) (Billeaud, 2007).

Berné *et al.* (1994) ne disposaient pas de datations précises permettant de connaître à quelles époques se sont mis en place ces surfaces d'érosion ainsi que les unités sus-jacentes et ils n'ont donc pas pu déterminer avec certitude les processus étant à leur origine. Néanmoins, ils concluent que leur mise en place est à mettre en relation avec les fluctuations quaternaires du niveau marin auxquelles peuvent s'associer des événements de tempêtes exceptionnelles. Billeaud (2007) disposait quant à elle de datations, ce qui lui a permis de conclure que les discontinuités majeures enregistrent des changements climatiques survenus depuis 6500 B.P., lorsque la vitesse de transgression holocène diminue et que les facteurs locaux, tels que l'hydrodynamisme, les apports sédimentaires et la morphologie du substratum, deviennent prédominants. Elle interprète donc les surfaces majeures d'érosion (figurées par des traits rouges épais sur l'interprétation sismique) comme étant le résultat de crises climatiques majeures au cours desquelles l'activité de la houle est extrêmement forte et dont la périodicité est d'environ 1500 ans. Même si l'origine de ces crises (cycle de Bond, cycles tidaux long terme, ou une combinaison des deux) n'a pu être déterminée avec précision, Billeaud (2007) conclue que leur rôle dans l'évolution des littoraux doit être considéré comme majeur.

Bien que les sites étudiés par ces auteurs soient situés à plusieurs centaines de kilomètres de la Bassurelle de la Somme, nous sommes néanmoins dans le même bassin marin, la Manche, et dans des profondeurs relativement similaires. Ainsi, il est possible que les discontinuités observées sur la zone d'étude soient la conséquence de ces mêmes processus, ou phénomènes climatiques à large échelle aussi bien temporelle que spatiale.

II.2.3. Inter-comparaison des différentes architectures

Lorsque les vitesses de migration des dunes situées dans les secteurs NO et SO sont comparées sur le long terme (*cf.* Chapitre IV, §I.2., Tableau IV-1) : les barkhanes surimposées à l'extrémité du banc tidal se déplacent 1,5 à 3 fois plus rapidement que les grandes barkhanes isolées. Cette différence de comportement s'observe également dans la structure interne des dunes : l'architecture 3 n'est pas observée dans le secteur NO.

Flemming (2000a), en se basant notamment sur des profils sismiques de dunes sous-marines acquis au large de Surtainville par Berné *et al.* (1988), a conçu un modèle conceptuel permettant d'expliquer cette structuration interne des dunes (Figure IV.15). Selon lui, ces réflecteurs subhorizontaux présents au sein des dunes seraient la signature du phénomène d'amalgamation, ou de coalescence, de 2 ou plusieurs dunes produisant ainsi des formes sédimentaires de dimensions plus importantes. D'après ce modèle conceptuel, le stock de sédiment reste constant au cours du phénomène d'amalgamation et il est réorganisé lorsque la base de la dune ne repose pas directement sur le substratum ou sur du sédiment non mobilisable par le courant (Figure IV.15-B).

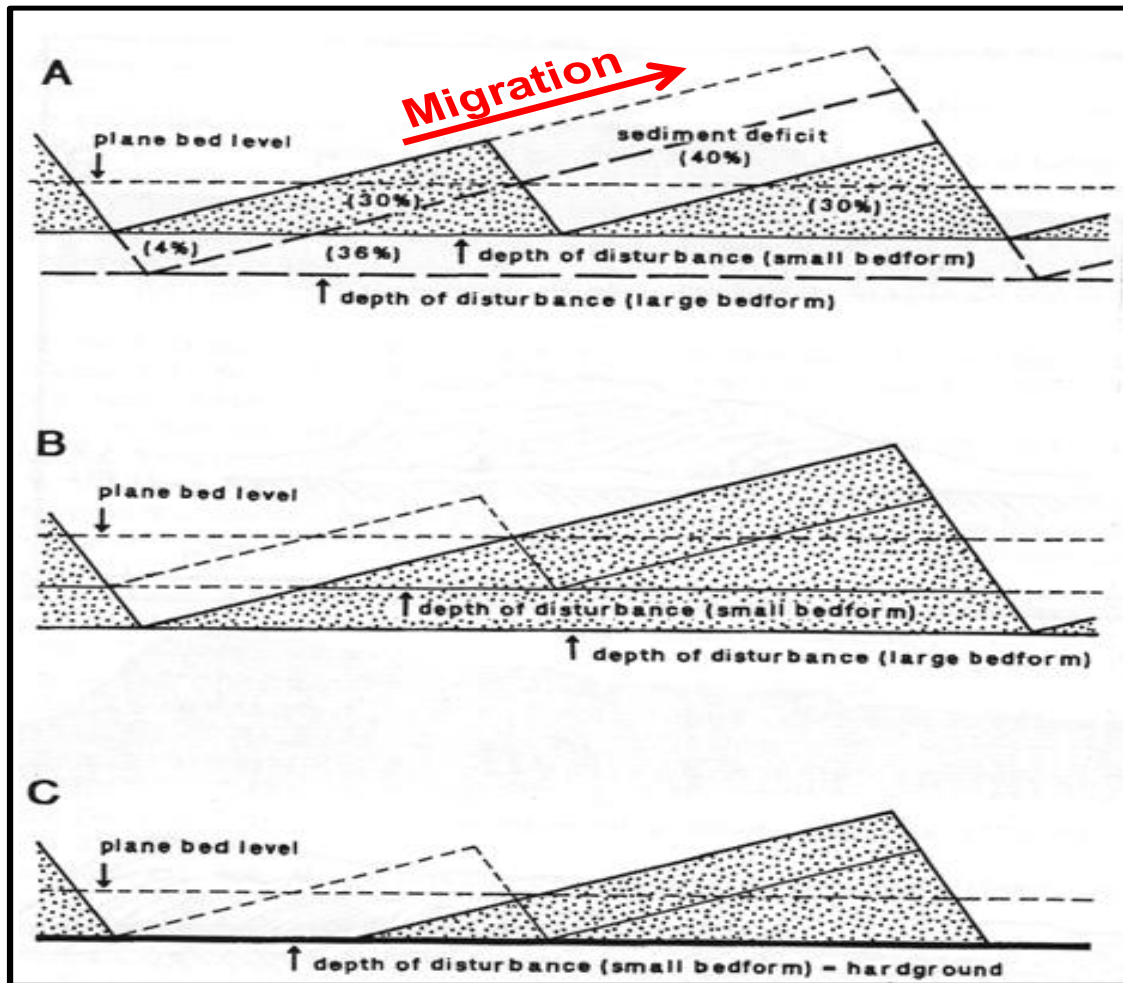


Figure IV.15 : Diagramme schématique illustrant les différents aspects de l'amalgamation des dunes (d'après Flemming, 2000, modifié).

Les hauteurs sont exagérées. A : Considération du volume sédimentaire B : Compensation du déficit sédimentaire créé par la migration de la dune se surimposant à l'autre par un abaissement de la base de la dune hôte. C : Evolution des dunes en contexte de faible disponible sédimentaire.

Ainsi, l'architecture de type 3 observée (ex : Figure IV.9) pourrait être la signature du phénomène de coalescence de 2 dunes. Néanmoins, aucune échelle de temps n'est réellement précisée dans le modèle fourni par Flemming (2000), et seule l'augmentation des dimensions de la dune pourrait nous permettre de considérer avec certitude que le phénomène d'amalgamation y est prépondérant. Or, nos observations étant ponctuelles dans le temps, il nous est impossible de prévoir l'évolution de la morphologie des dunes. Les mesures réalisées nous permettent uniquement de mettre en évidence le fait que la dynamique des dunes diffère, entre autres, en fonction du disponible sédimentaire (plus il est important, plus la dynamique est potentiellement importante), sans pour autant pouvoir déterminer précisément quels phénomènes en sont responsables.

La mise en place de l'architecture de type 2, qui est plus complexe, sera discutée par la suite.

III. Origine des réflecteurs de 2nd ordre

Les discontinuités et les architectures internes décrites dans cette étude ont déjà été observées dans des dunes sous-marines situées sur des plates-formes peu-profondes, et les mécanismes responsables de leur formation ont déjà été discutés par de nombreux auteurs (e.g. Allen, 1980; Dalrymple, 1984; Berné *et al.*, 1988, 1989; Berné, 1991; Le Bot *et al.*, 2000; Le Bot & Trentesaux, 2004). Selon les auteurs, plusieurs phénomènes peuvent expliquer la formation de ces réflecteurs : ils peuvent être interprétés comme des surfaces d'érosion (e.g. Berné *et al.*, 1988, 1989) et/ou comme des variations des caractéristiques lithologiques du sédiment, particulièrement la granulométrie (Dalrymple, 1984; Berné *et al.*, 1989; Reesink & Bridge, 2009).

Ici, nous allons particulièrement nous intéresser aux discontinuités de 2nd ordre car elles constituent le maître-litage des dunes sous-marines observées dans notre secteur d'étude : il est vraisemblable que les phénomènes et les processus étant à l'origine de leur formation jouent un rôle primordial dans la dynamique des dunes.

III.1. Périodicité de formation des réflecteurs de 2nd ordre

Dans le but de tenter de déterminer les processus ou agents forçants pouvant être à l'origine des discontinuités de 2nd ordre, il est intéressant d'estimer leur « périodicité » de formation. Le carottage des dunes permet de valider, préciser et dater les interprétations sismiques : il est alors possible de proposer une reconstitution des mécanismes à l'origine de l'architecture du corps sédimentaire (e.g. Berné *et al.*, 1989; Trentesaux *et al.*, 1999). Cependant, dans la zone d'étude, les caractéristiques du sédiment et de l'hydrodynamisme rendent cette validation relativement difficile d'un point de vue technique ; elle n'a donc pas pu être réalisée dans le cadre de cette étude.

Les positions des crêtes de dunes en 1937, 1993 et 2007 sont connues grâce aux mesures bathymétriques réalisées à ces dates. En couplant les données bathymétriques et les données sismiques, il est possible d'estimer la périodicité de formation de ces discontinuités de 2nd ordre décrites précédemment et d'identifier l'agent forçant potentiellement responsable de leur formation (Berné *et al.*, 1989).

Les positions des crêtes de dunes en 1937, 1993 et 2007 sont reportées sur les sections sismiques (Figure IV.5). Nous estimons la périodicité de formation de ces discontinuités en comptant le nombre de réflecteurs de 2nd ordre présents entre deux dates. Ce calcul n'est réalisé que sur les profils sismiques de bonne qualité, où les réflecteurs sont clairement visibles. Pour une même dune, nous répétons ce calcul sur plusieurs sections sismiques afin d'obtenir un nombre moyen de réflecteurs et, donc, une valeur de périodicité moyenne. De plus, cette méthode n'est appliquée qu'aux dunes présentant une architecture de type 1 ou 3, c'est à dire sans unité montrant une direction de progradation inverse, puisque dans ce cas un certain nombre de réflecteurs internes sont oblitérés par l'érosion induite lors de la mise en place de cette unité. Finalement, nous faisons l'hypothèse que

toutes les unités sédimentaires déposées sont conservées, au moins partiellement (érodées dans leur partie supérieure, mais jamais complètement). En réalité, les résultats de ces calculs correspondent à la périodicité maximale de formation de ces discontinuités dans le cas où toutes les unités ne sont pas préservées. Les résultats sont synthétisés dans le Tableau IV-2.

Tableau IV-2 : Résultats des calculs de périodicité de formation des discontinuités de second-ordre pour les périodes 1937 - 1993 et 1993 - 2007.

Localisation des secteurs sur la Figure IV.3.

Secteur		NO	SO		CENTRE
<i>Dune</i>		<i>112</i>	<i>18</i>	<i>20</i>	<i>83</i>
Période	<i>Nombre moyen de réflecteurs de 2nd ordre comptés</i>	4	7.7	3	6
1937 - 1993	<i>Périodicité moyenne de formation (an)</i>	14	7.3	18.7	9.3
Période	<i>Nombre moyen de réflecteurs de 2nd ordre comptés</i>	1.6	3	1.7	-
1993 - 2007	<i>Périodicité moyenne de formation (an)</i>	8.8	4.6	8.2	-

Les périodicités de formation des surfaces de 2nd ordre varient entre 4 et 18 ans, selon la dune et le pas de temps considérés. Plus précisément, on peut distinguer deux groupes de périodicités autour de 4 – 9 ans et 14 – 18 ans. Sur la période 1993 – 2007, les valeurs obtenues sont systématiquement plus faibles (approximativement divisées par 2) que celles obtenues sur la période 1937 – 1993. Ceci laisse à penser : (1) qu'un certain nombre d'unités et donc de réflecteurs de 2nd ordre est érodé lors de certains événements à l'origine des réflecteurs de 2nd ordre (l'ensemble des réflecteurs n'est pas préservé) ; et/ou (2) que les événements à l'origine des réflecteurs de 2nd ordre présentent une variabilité d'occurrence. Cependant, malgré cette variabilité, les périodicités de formation des 2nd ordre enregistrées restent du même ordre de grandeur : pluri-annuel à décennal.

III.2. Cyclicités des agents forçants

En Manche orientale, les zones côtières correspondent à un environnement mixte caractérisé par de forts courants tidaux et de fréquentes tempêtes. Dans la zone d'étude, nous avons estimé que les discontinuités de 2nd ordre structurant les dunes, se formaient en moyenne tous les 4 à 18 ans. Ce constat pourrait expliquer les taux de migration annuels faibles (cf. §I.2.).

Ces intervalles de temps coïncident avec les cyclicités tidales à long terme tel que le cycle nodal lunaire, dont la périodicité est de 18,6 ans, modulée sur une période de 4 – 6 ans (Pugh, 1987). Les variations nodales de la marée causent un changement périodique du marnage d'environ 3% (Gratiot *et al.*, 2008), et modulent les courants tidaux associés et la capacité de transport sédimentaire (Oost *et al.*, 1993).

Beaucoup d’auteurs ont mis en évidence le fait qu’une variabilité décennale s’ajoutait à la périodicité saisonnière de l’activité de tempête en Europe du Nord (Costa, 1997; Schmith *et al.*, 1998; Bouligand & Pirazzoli, 1999; Dawson *et al.*, 2004). En étudiant des données de pression enregistrées dans l’Atlantique Nord-Est sur la période 1875 – 1995, Schmith *et al.* (1998) ont noté que les événements de tempête sont caractérisés par des variations considérables aux échelles inter-annuelle à décennale. Costa (1997) a étudié l’évolution récente des niveaux de marée extrêmes et des surcotes survenus sur les côtes normandes, grâce à l’analyse statistique des gradients de pression atmosphérique. Ainsi, il a observé des variations avec des périodes de retour majeures de 7, 10 et 15 ans. Bouligand & Pirazzoli (1999) ont observé le même ordre de grandeur pour les surcotes enregistrées à Brest (cycles de 11 à 16 ans).

Il semble que la variabilité des agents forçants soit fortement liée aux fluctuations climatiques à grandes échelles, en particulier l’Oscillation Nord-Atlantique (NAO) qui est la source majeure de la variabilité inter-annuelle à décennale de la circulation atmosphérique en Atlantique nord (Hurrell, 1995). En effet, beaucoup d’études indiquent la bonne corrélation existant entre les événements de tempête et un indice NAO positif et élevé dans cette région (e.g. Hurrell, 1995; Dawson *et al.*, 2004; Lozano *et al.*, 2004).

III.3. Résultats sur la zone d’étude

L’évolution temporelle des agents hydrodynamiques a été analysée à l’échelle de notre zone d’étude afin d’estimer le temps de retour des événements les plus exceptionnels en fonction de leur direction d’action. En particulier, les temps de retour des tempêtes de Nord-Est et d’Ouest ainsi que les temps de retour des marées de vives-eaux ont été évalués.

III.3.1. Méthodologie

De nombreuses méthodes statistiques basées sur le traitement du signal permettent de traiter et d’analyser les séries chronologiques. Les traitements réalisés ont généralement pour objectifs d’extraire de ces séries les structures, les périodicités, les ruptures, les changements, les discontinuités temporelles ainsi que l’évolution temporelle de la variabilité des signaux.

Dans le but d’identifier les différents forçages influençant la dynamique du milieu et leurs périodicités, l’analyse en ondelettes continues a été utilisée. Cette méthode permet de décomposer le signal en fonction du temps et de la fréquence. La réalisation des spectres en ondelettes continues des chroniques permet de voir l’organisation et la structure des signaux, et de montrer la distribution de la puissance ou énergie du signal selon une légende colorée du rouge (puissance maximum) au bleu (puissance minimum) au cours de la période.

III.3.2. Données

Les évènements ayant une influence notable sur la dynamique des dunes dans notre secteur sont les tempêtes et les houles associées, et la marée.

- La houle :

L'utilisation de données de vent pourrait sembler plus appropriée étant donné que l'effet des tempêtes est investigué ici. Néanmoins, les données de vent dont nous disposons correspondent à celles enregistrées à Dieppe, pour lesquelles la direction Sud est fortement surévaluée. Cette spécificité locale est liée à la position géographique du sémaphore de Dieppe : les falaises le protègent des vents de secteurs ouest à sud-ouest et la vallée encaissée de l'Arques (fleuve se jetant à Dieppe) qui est orientée SE contraint les vents de Sud et d'Est en une direction préférentielle S-SE (Claveleau, 2007). Ainsi, les enregistrements des vents effectués à Dieppe ont tendance à surestimer la direction sud et à sous-estimer la direction ouest.

Pour palier à cela, nous avons analysé des données horaires de houle, issues de simulation numérique, sur une période de 23 ans et 8 mois (du 1^{er} Janvier 1979 au 31 Août 2002 inclus ; données ANEMOC⁶). Ces dernières données ont été extraites de la simulation au niveau du point COAST3506, dont les coordonnées sont 50°06,42' N et 01°07,32' E (Figure IV.16).

Ce point est situé sur notre zone d'étude en position centrale. Ici, seuls les résultats relatifs à la hauteur significative de la houle (H_s , en m), la direction moyenne de provenance de la houle (θ_m , en ° par rapport au Nord) et la période moyenne de la houle (T , en s) sont utilisés. La houle en Manche Est correspondant principalement à de la mer du vent (*cf.* Partie 1), son étude permet donc d'analyser, de façon quasi-directe, l'évolution de la fréquence, de l'intensité et de la provenance des tempêtes.

Le fait que les résultats de simulation soient horaires fournit un nombre important de données à traiter : il est délicat d'interpréter graphiquement l'évolution des caractéristiques de la houle (en particulier la direction et la hauteur significative) au cours du temps (Figure IV.16).

⁶ Ces données ont été mises à disposition dans le cadre d'une convention établie en 2008 entre l'UMR CNRS 6143 « M2C » et le CETMEF. Pour avoir plus de détail quant au modèle, se référer au chapitre 1, ou bien au site suivant : <http://anemoc.cetmef.developpement-durable.gouv.fr/>.

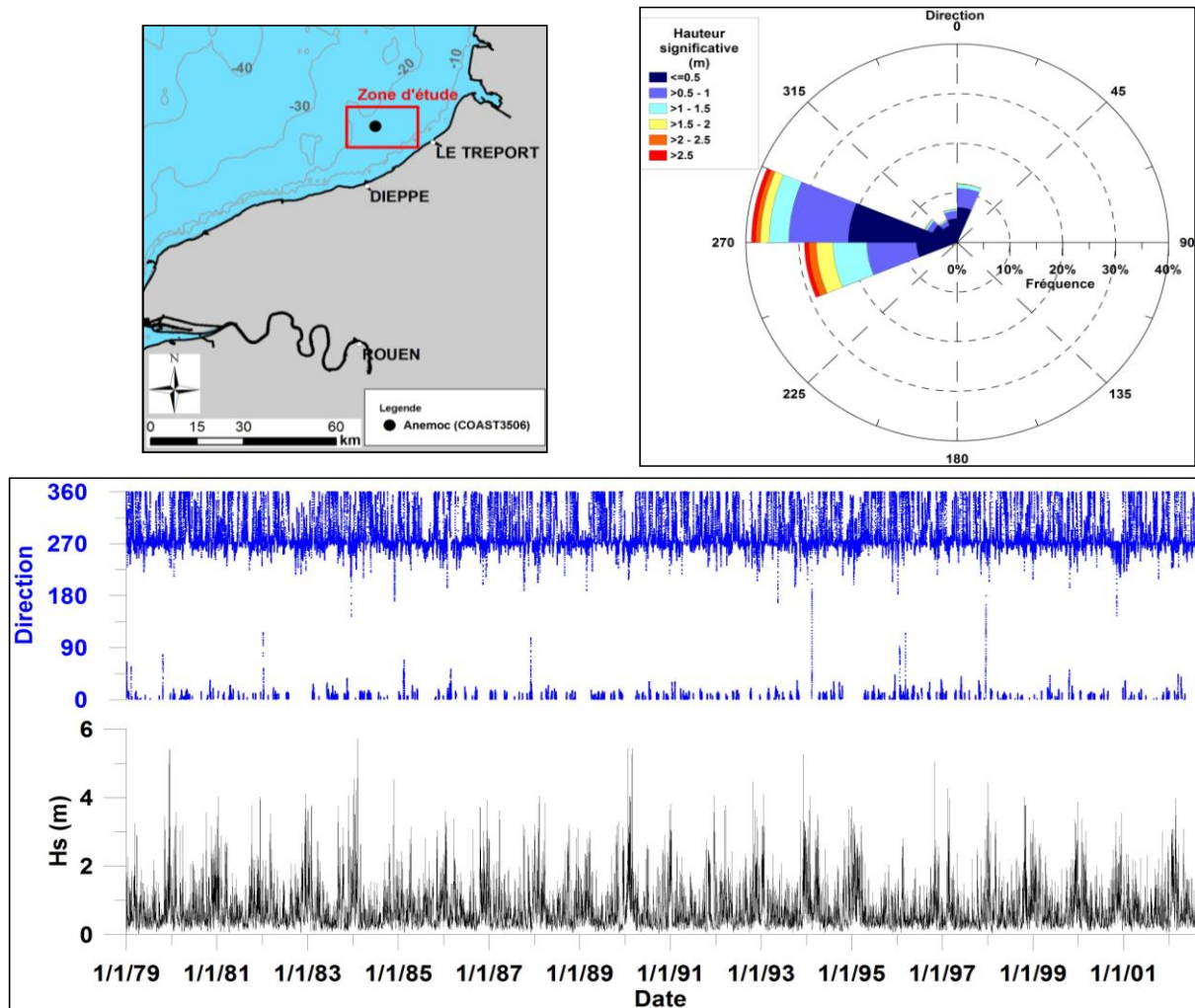


Figure IV.16 : Hauteurs significative Hs et direction de la houle simulée au point ANEMOC COAST3506 (50°06,42' N ; 01°07,32' E) entre le 1er Janvier 1979 et le 31 Août 2002.

Dans le but de permettre l'analyse de ces données, un ré-échantillonnage du jeu de données à été nécessaire : le pas de temps des mesures est passé d'horaire à quotidien afin de diminuer le nombre de valeurs et ainsi rendre le jeu de données traitable par des logiciels de traitement du signal. Ce nouveau pas de temps des données n'influence pas a priori l'analyse des données et les résultats correspondants, les évènements de haute énergie ayant une durée supérieure à la journée. Etant donné que la houle se caractérise entre autres par sa direction, le ré-échantillonnage n'a pu être réalisé en moyennant les valeurs car lorsque les directions de la houle varient de façon importante au cours d'une même journée, le résultat de ce traitement peut créer une direction moyenne totalement incohérente et inexacte. Pour ne pas être confronté à ce problème, nous avons choisi de conserver uniquement les caractéristiques de la houle (Hs, période, direction) au moment de la journée où la hauteur significative est maximale. Un des objectifs de l'analyse de données de houles étant d'identifier et de définir les temps de retour des épisodes de haute énergie dont la durée est supérieure à quelques heures afin qu'ils

puissent avoir un impact sur la dynamique sédimentaire, Il semble que cette méthode de ré-échantillonnage soit pertinente.

A des pas de temps d'observation inférieurs à l'année, les analyses des flux sédimentaires ont montré que la houle, qu'elle que soit sa provenance, pouvait influencer la dynamique dunaire en : i) augmentant la dynamique sédimentaire vers l'Est, lorsqu'elle s'établie durant une phase de flot, ou ii) en créant un transport sédimentaire vers l'Ouest dès lors qu'elle s'établissait sur un temps plus important que le cycle semi – diurne (cf. Chapitre III, §I.3.2.4). Même si la direction de la houle s'avère parfois être un paramètre moins important que sa durée d'action, il est néanmoins nécessaire de la considérer. En effet, la direction du vent, et par conséquent de la houle générée, peut en fonction de son intensité modifier fortement l'hydrodynamisme, allant jusqu'à inverser le résiduel hydrodynamique à l'échelle semi-diurne (cf. Chapitre II, §I.3). Ainsi, il est nécessaire de savoir si le contenu fréquentiel des houles est différent selon la direction de provenance. Pour nous affranchir du paramètre directionnel de la houle qui rend l'étude de son évolution trop complexe, nous avons découpé la chronique de houle en 8 secteurs directionnels : secteurs Nord, Nord-est, Est, Sud-est, Sud, Sud-ouest, Ouest et Nord-ouest (Figure IV.17). Ainsi, à partir de la chronique de houle contenant la direction, la Hs et la période de la houle, 8 chroniques contenant seulement les informations sur la Hs et la période ont été construites. Pour cela, nous avons considéré comme nuls tous les paramètres de la houle lorsque cette dernière n'était pas de direction comprise dans le secteur directionnel considéré.

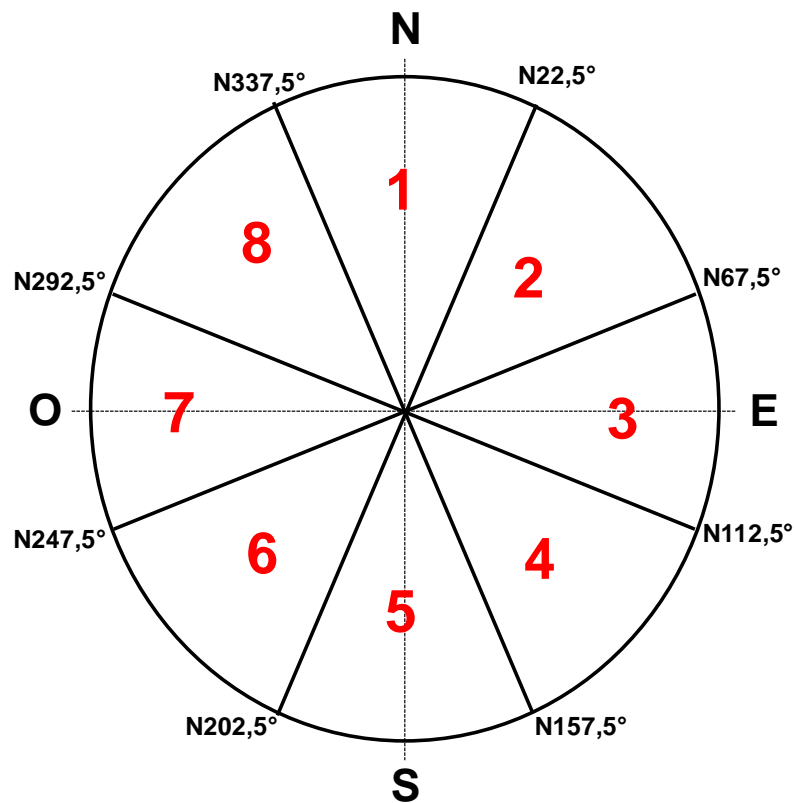


Figure IV.17 : Définition des 8 secteurs analysés lors des études des chroniques de vent et/ou de houle.

- La marée :

La houle et/ou le vent ne sont pas les seuls agents forçants influençant la dynamique sédimentaire : la marée est également à considérer. Nous avons analysé l'évolution des coefficients de marée (coefficient maximal quotidien) sur la même période (1979-2002) afin de pouvoir identifier : (i) les cyclicités tidales enregistrées sur notre zone d'étude ; et (ii) les périodes pour lesquelles une forte houle était associée à de forts coefficients de marée puisque ces périodes sont potentiellement très dynamiques d'un point de vue sédimentaire. Les coefficients de marée ont été obtenus à partir des prédictions réalisées par le SHOM pour les annuaires de marées.

III.3.3. Résultats

Nous avons considéré 3 types d'évènements de haute énergie pouvant avoir une influence sur la dynamique sédimentaire sur la zone d'étude : de fortes marées (coefficients supérieurs à 95), de fortes tempêtes, et la combinaison de tempêtes et de fortes marées. Nous nous sommes donc concentrés sur l'analyse des périodicités à long terme de la marée, dans un premier temps, puis sur celles de la houle et finalement sur celles des évènements de houle se produisant pendant les périodes de vives-eaux.

III.3.3.1 La marée

Une analyse en ondelettes a été réalisée sur les coefficients de marée entre 1910 et 2010 (Figure IV.18).

Cette analyse met en évidence la présence de plusieurs bandes fréquentielles bien marquées :

- La bande fréquentielle saisonnière (0,5 an), qui correspond aux marées d'équinoxes. Elle est relativement discontinue et des variations de puissance au cours du temps sont observées ce qui indique qu'elle est fortement contrôlée par des périodicités plus basse-fréquence.

- Des bandes fréquentielles annuelles (1 an) et interannuelles (4 ans) sont également observées bien qu'elles soient moins puissantes.

- Une bande fréquentielle décennale à pluri – décennale (16 – 22 ans), qui correspond à la cyclicité nodale de la marée, est très puissante.

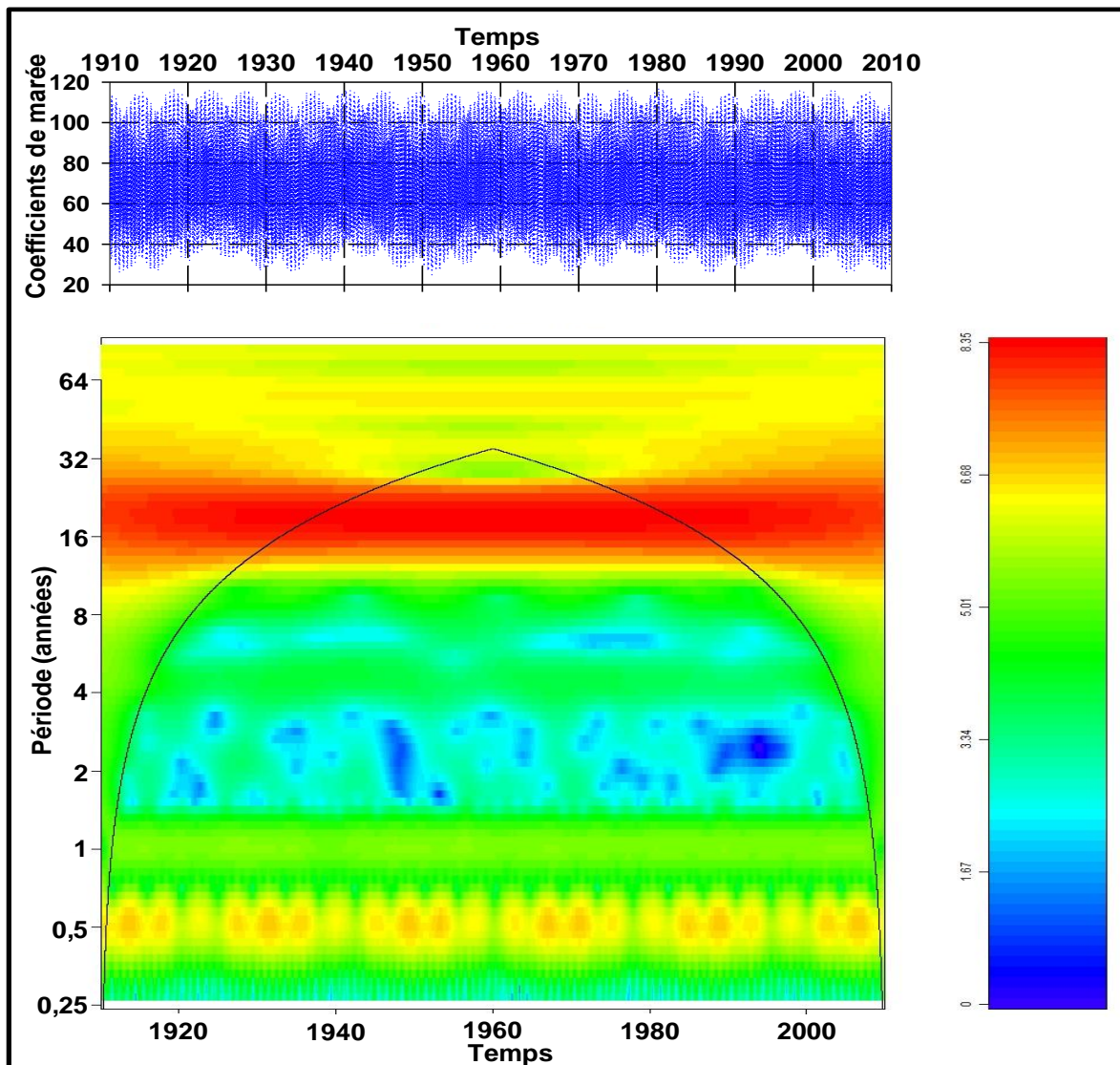


Figure IV.18 : Evolution des coefficients de marée entre 1910 et 2010 et analyse en ondelettes correspondante.

Ainsi, cette analyse long-terme confirme bien que le marnage évolue sur ces pas de temps pluri – décennaux. Le fait que les variabilités saisonnière et annuelle soient moins marquées que les variabilités plus basses fréquences est dû au pas d'échantillonnage qui est journalier et a donc tendance à lisser les hautes fréquences.

III.3.3.2 La houle

Avant de chercher à quantifier des périodicités et mettre en évidence des ruptures dans la variabilité de la distribution temporelle de la houle sur la zone d'étude, il est nécessaire de caractériser la houle en visualisant graphiquement les données, sans l'aide d'une quelconque méthode statistique. Cette analyse préliminaire permet d'identifier les secteurs directionnels dans lesquels la houle (et les tempêtes, par conséquent) peut avoir une influence forte sur la dynamique.

Etant donné que nous nous intéressons aux événements de forte énergie, nous avons « filtré » les données afin de ne pas surcharger inutilement le graphique et de rendre ainsi son interprétation moins délicate. Dans ce but, nous avons considéré les houles ayant une hauteur significative supérieure à 1,5 m car les calculs de flux sédimentaires charriés (*cf.* Chapitre III, §I.3.2.4) ont mis en évidence que ce type de houle modérée pouvait avoir un effet fort sur la dynamique sédimentaire. De plus, le choix de cette limite a également été fait dans un but pratique : lorsqu'une houle de hauteur inférieure est considérée, le nombre de données considérées reste trop important, et lorsque la hauteur de la houle est plus élevée, le nombre de valeurs diminue trop pour réaliser une étude statistique. En effet, si la limite était fixée à 3 m, ce qui est encore inférieur à la hauteur annuelle de la houle à Dieppe (4,2 m ; *cf.* Chapitre I, §II.2.2.2), seuls 60 jours seraient considérés sur les 8644 que compte la chronique. La Figure IV.19 présente l'évolution de la hauteur significative de la houle supérieure à 1,5 m en fonction de sa direction, entre 1979 et 2002. Seuls 4 secteurs montrent des événements de houle dont la hauteur significative est supérieure à 1,5 m : Nord (secteur 1), Sud-Ouest (secteur 6), Ouest (secteur 7) et Nord-Ouest (secteur 8). Il est clairement visible sur cette figure que l'intensité et la durée des événements de tempêtes et des houles associées sont très différentes d'un secteur à l'autre. Les hauteurs significatives de houle maximales sont de secteur ouest (secteur 7) et peuvent atteindre plus de 5,5 mètres, alors que pour les autres secteurs, les hauteurs maximales ne dépassent qu'assez rarement le 2,5 - 3 mètres. Lorsqu'on analyse le nombre de jours par an où la houle dépasse une hauteur de 1,5 m en fonction du secteur, nous notons là encore une importante prédominance du secteur ouest : cette condition dynamique est remplie plus de 40 jours par an, pour pratiquement toutes les années comprises entre 1979 et 2002, et atteint même 80 jours par an en 1994. Pour les autres secteurs, une houle dont la hauteur est supérieure à 1,5 m est observée généralement moins de 10 jours par an.

Ces résultats montrent bien que les événements de tempêtes sont principalement de secteur Ouest.

Pour confirmer cette tendance, nous avons réalisé des analyses en ondelettes sur la houle en fonction des différents secteurs pour pouvoir comparer les cyclicités de la houle avec celles observées dans le maître-litage des dunes. Les résultats de ces analyses sont présentés en Figure IV.20.

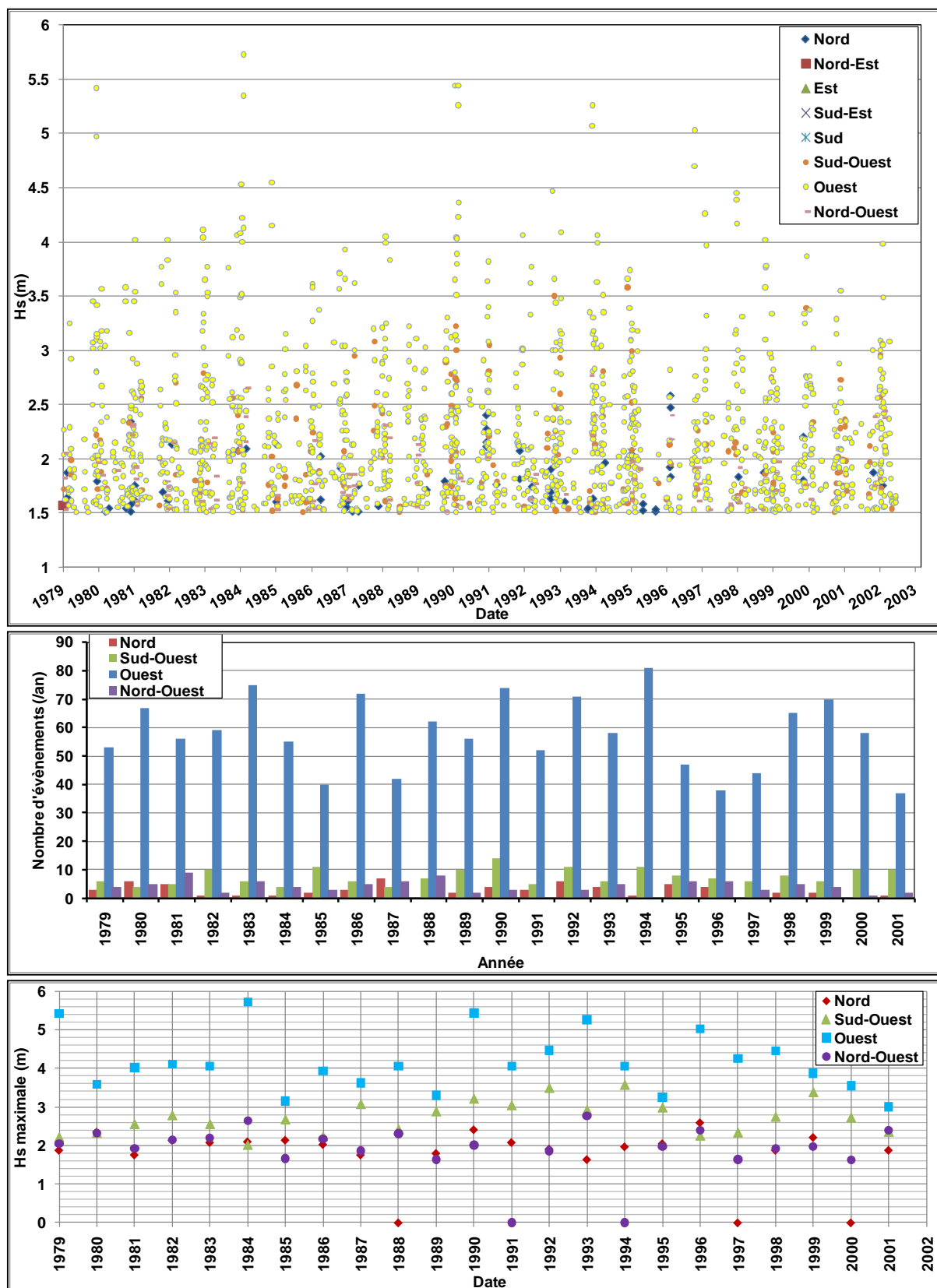


Figure IV.19 : Hauteur significative de la houle supérieure à 1,5 m en fonction de sa direction, entre 1979 et 2002.

En haut : H_s en fonction du temps, pour les 8 secteurs directionnels ; au milieu : nombre de jours par an et par secteur directionnel pour lesquels la houle est supérieure à 1,5 m ; en bas : H_s annuelle maximale par secteur.

Au milieu et en bas, seuls les secteurs Nord, Sud-ouest, Ouest et Nord-Ouest sont présentés car les autres secteurs ne montrent pas de H_s supérieure à 1,5 m.

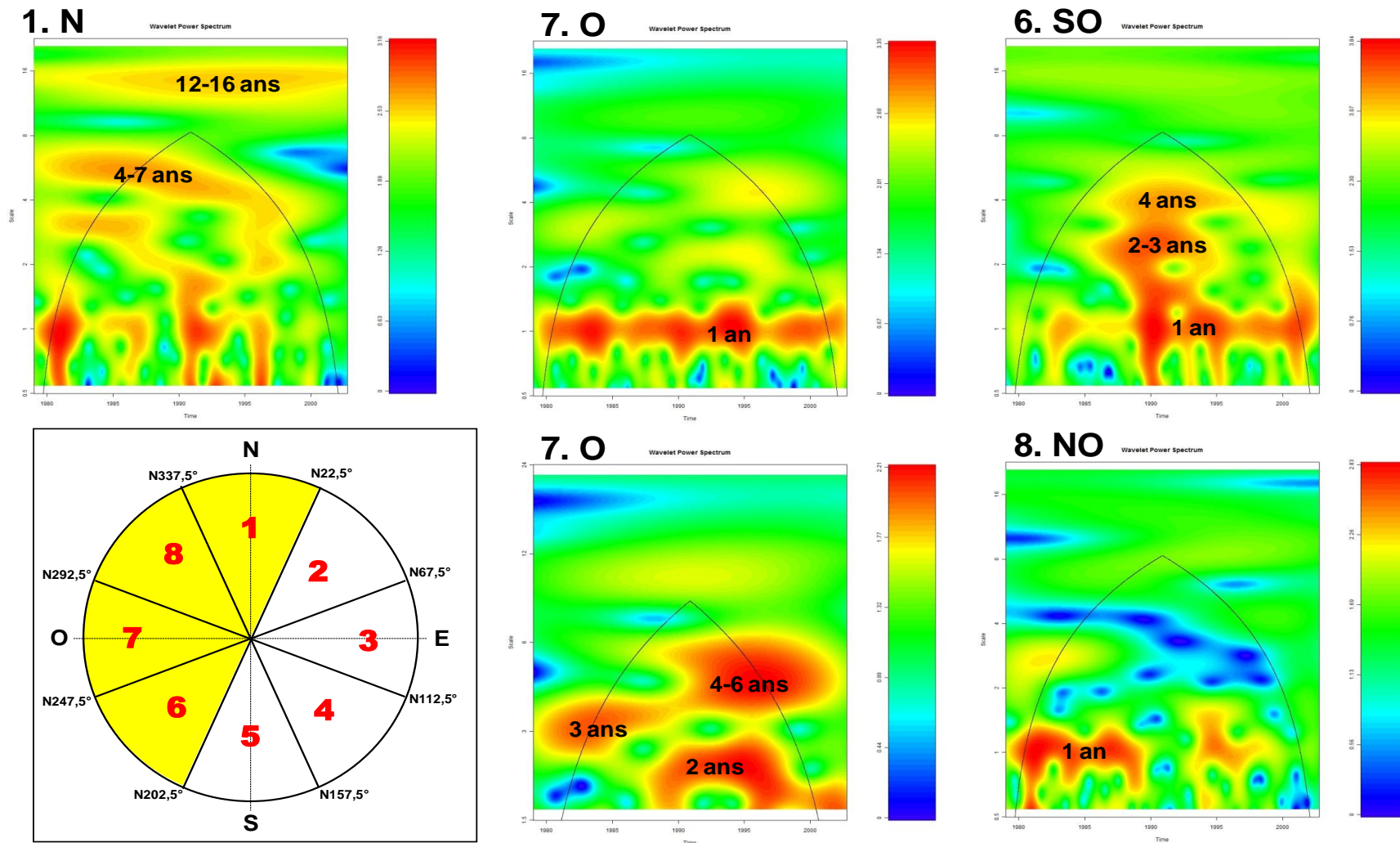


Figure IV.20 : Analyse en ondelettes des hauteurs significatives des houles ($H_s > 1,5$ m) en fonction du secteur directionnel considéré : 1- Nord, 6- Sud-Ouest, 7- Ouest, 8- Nord-Ouest.

Le secteur Ouest (7) est présenté avec 2 ondelettes différentes : une montrant la bande annuelle (haut) et une autre dont la bande annuelle n'est pas considérée car les périodes débutent à 1,5 an (bas).

Les analyses en ondelettes de la houle pour les différents secteurs mettent en évidence la présence de plusieurs bandes de fréquences annuelle, interannuelles et pluriannuelles présentant de fortes puissances pas toujours continues dans le temps.

La bande de fréquence annuelle, qui correspond à la saisonnalité des tempêtes (forts vents en hiver et faibles en été), est relativement bien marquée pour les secteurs ouest (secteurs 6, 7 et 8), mais est très discontinue, pour le secteur nord. Cette bande annuelle présente régulièrement des variations de sa puissance au cours du temps : ceci indique qu'elle est fortement contrôlée par des périodicités de plus basse-fréquences.

Des bandes fréquentielles interannuelles (2-3-6 ans) sont également observées pour les houles des secteurs ouest. Ces dernières vont moduler la périodicité annuelle : tous les ans, des tempêtes sont observées en hiver, mais leur intensité et leur occurrence sont plus ou moins fortes selon ces pas de temps interannuels. Là encore, le secteur nord ne présente pas réellement ces bandes. Ce dernier secteur est surtout caractérisé par des périodicités plus longues : bandes de 4 – 7 ans et de 12 – 16 ans. Cette dernière périodicité 12 – 16 ans est certes visible sur l'analyse en ondelettes, mais nous devons néanmoins la considérer avec prudence : cette bande se situe en dehors du cône d'influence du fait de la relativement courte durée de la chronique (23 ans) comparativement à cette périodicité. Il semble bien que cette période basse fréquence structure de manière assez forte le signal, mais nous ne pouvons pas parler avec certitude de cyclicité, ou de périodicité.

Les périodicités longues (pluri-annuelle à décennale) sont exprimées de façon plus intense dans le secteur nord, mais sont présentes dans la plupart des secteurs directionnels considérés ici.

Pour l'ensemble des secteurs directionnels, nous notons l'existence d'une rupture aux alentours des années 1985 – 1990. La bande annuelle est respectivement plus et moins marquée dans les secteurs SO et NO à partir de cette rupture, et cela s'associe à une augmentation de puissance de la bande pluri-annuelle. Dans les fréquences pluri-annuelles, deux bandes apparaissent à 2 et 4-6 ans dans le secteur Ouest en remplacement d'une unique bande à 3 ans avant 1988.

III.3.3.3 L'indice de l'oscillation Nord-Atlantique

La NAO lie l'intensité de la dépression d'Islande à la force et à l'extension de l'anticyclone des Açores, et elle oscille entre 2 modes (mode positif et mode négatif). Un indice de la NAO a été défini à partir des variations de pressions à la surface de la mer entre les Açores et l'Islande dans le but de caractériser cette oscillation (Rogers, 1984). En phase positive (différence de pression atmosphérique entre l'Islande et les Açores plus importante que la normale), les vents dominants O – SO sont renforcés en hiver au-delà du 45°N induisant une augmentation de l'activité de tempête. En phase négative (différence de pression réduite), les effets sont inverses : les vents d'Ouest sont affaiblis.

Une analyse en ondelette de l'indice NAO a été réalisée entre 1979 et 2002 (Figure IV.21) de manière à pouvoir comparer son contenu fréquentiel avec celui des événements de houle, et plus particulièrement de tempête.

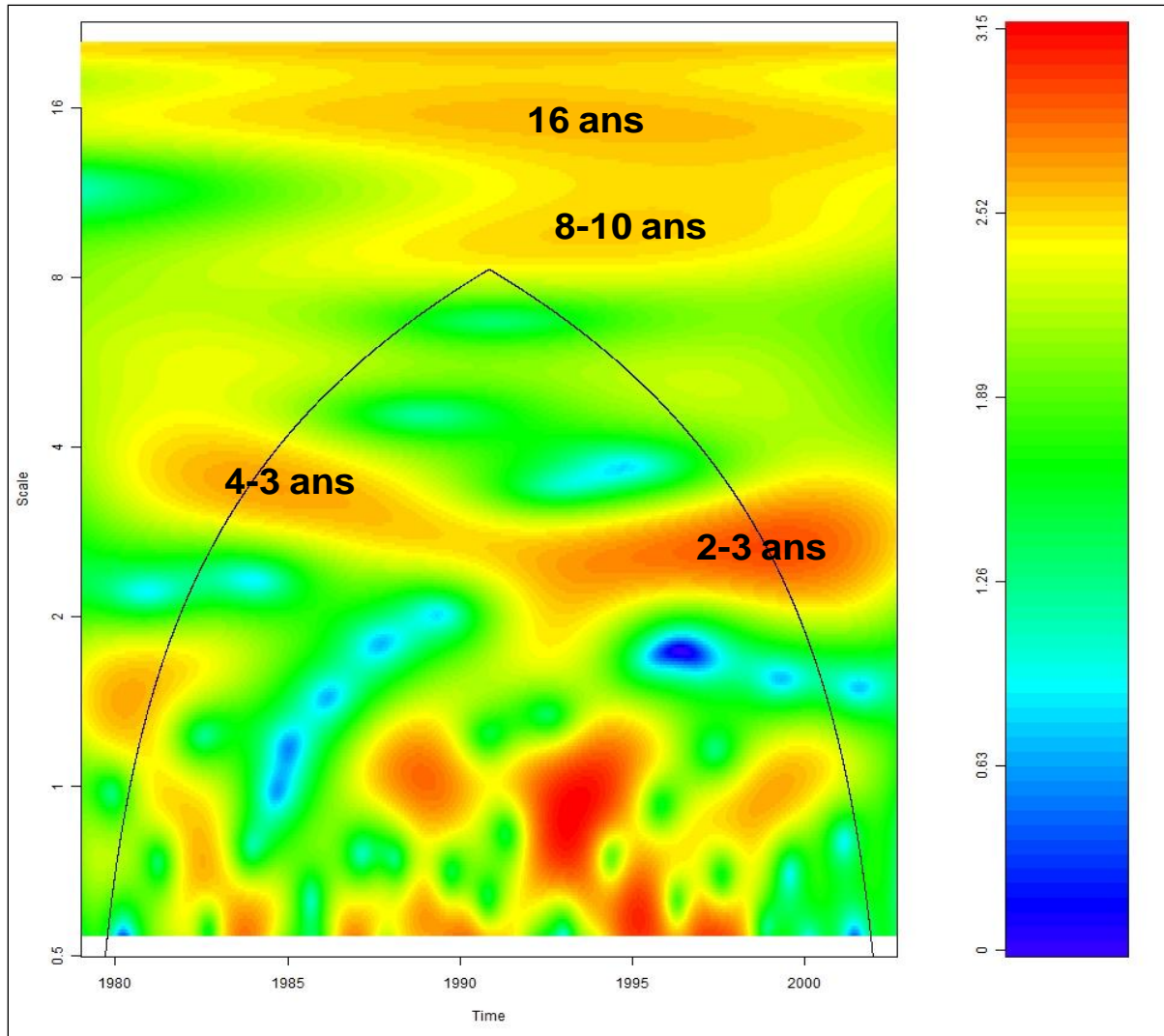


Figure IV.21 : Analyse en ondelettes de l'indice NAO entre 1979 et 2002.

Les mêmes bandes fréquentielles dont les périodes sont annuelle, pluriannuelles (2-3 ans, 3- 4 ans) et décennale à pluri-décennales (8-10 ans, 16 ans) sont observées sur cette analyse. De plus, la même rupture autour de 1985 – 1990 est observée : la puissance de la bande annuelle augmente à partir de cette rupture et la bande 3 – 4 ans s'amortit et laisse place à la bande 2- 3 ans. Cette analyse tend à montrer le contrôle de l'activité de tempête et du régime de houle sur notre zone d'étude par le phénomène d'oscillation Atlantique-Nord.

III.3.3.4 Les évènements de haute-énergie : épisodes de houle associée à des marées de vives – eaux

S'il semble maintenant relativement évident que les tempêtes influencent la dynamique dunaire, nous avons cherché à tester la combinaison houle/marées de vives – eaux afin de voir si cette association pouvait être un facteur de contrôle important de la dynamique dunaire. En effet, s'il est vrai que la houle facilite la remise en suspension du sédiment, il est nécessaire qu'elle soit associée à un courant pour amplifier le transport de sédiment aux profondeurs d'eau observées sur la zone d'étude. Pour cela, nous avons réalisé une analyse en ondelettes des hauteurs significatives de la houle en ne considérant que les conditions de forte houles ($H_s > 1,5$ m) associées à des marées de vives – eaux (coeff. > 95). Les résultats sont présentés en Figure IV.22.

Déjà, il est important de noter que les conditions fixées pour cette analyse ne sont observées que pour les seuls secteurs sud-ouest et ouest : le secteur Nord ne présentent pas de fortes houles associées à de forts coefficients de marée entre 1979 et 2002. Nous notons que la bande annuelle n'est présente que dans le secteur ouest et qu'elle est discontinue dans le temps : elle est mieux marquée à partir des années 1990. L'action combinée forte houle – marée de vives – eaux présente clairement une périodicité pluri-annuelle à décennale de secteurs ouest et sud-ouest et des bandes fréquentielles à 2–3 ans, 6–10 ans et 12 ans sont facilement identifiables.

Les périodicités observées ici correspondent là encore aux périodicités de formation des réflecteurs de 2nd ordre constituant le maître litage des dunes. Aux vues de ces résultats, la seule chose que nous puissions dire c'est que la marée, associée à la houle peut potentiellement expliquer la dynamique des dunes, néanmoins, il est délicat de savoir s'il s'agit de l'agent forçant prépondérant.

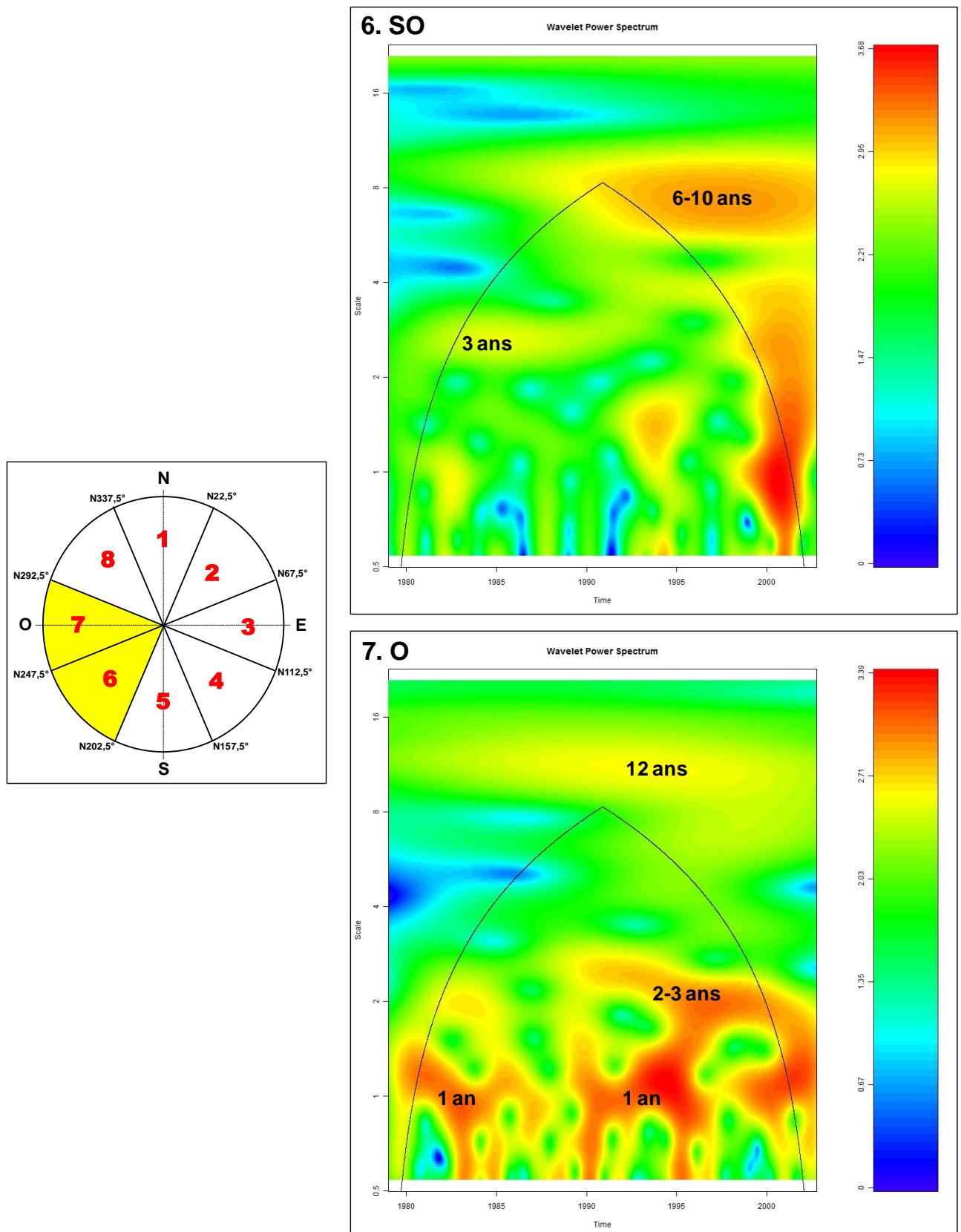


Figure IV.22 : Analyse en ondelettes des hauteurs significatives des houles dans des conditions de forte houles ($H_s > 1,5$ m) et pendant des VE (coeff. > 95), en fonction du secteur considéré : 6- Sud-Ouest, 7- Ouest.

III.3.3.5 Synthèse

Les périodicités de formation des réflecteurs de 2nd ordre constituant le maître litage des dunes sont similaires aux périodicités observées à partir des analyses en ondelettes sur les chroniques de marée, de houle et d'indice NAO. Les agents forçants testés présentent des périodicités supplémentaires, plus courtes, non enregistrées dans le maître-litage des dunes : une périodicité d'1 an de forte puissance est reconnue pour l'ensemble des agents forçants, une périodicité de 6 mois correspond aux équinoxes de marée, une périodicité de 2-3 ans est reconnue pour la houle et l'indice NAO, ainsi que pour les événements de forte énergie (houle + marées de vives-eaux). L'absence de ces périodicités dans l'enregistrement sédimentaire pourrait s'expliquer par le fait que la mise en place de certains réflecteurs de 2nd ordre entraîne l'érosion de certains réflecteurs plus anciens.

La rupture observée autour des années 1985-1990 sur les analyses en ondelettes, réalisées sur les chroniques de houle et d'indice NAO, pourrait expliquer le fait que la périodicité de formation des réflecteurs de 2nd ordre soit plus élevée sur la période 1993-2007 que sur 1937-1993 (Tableau IV-2). Ceci sous-entendrait que, sur les périodes récentes, les événements de haute énergie responsables de la mise en place de ces réflecteurs soient plus fréquents. En Europe du Nord, de récentes études suggèrent une augmentation du nombre de tempêtes depuis 1970 (e.g. Costa, 1997; Schmith *et al.*, 1998) ou une augmentation de leur intensité (Lozano *et al.*, 2004).

Néanmoins, cette hypothèse est à tempérer : si la préservation des unités n'est pas complète (moins d'unités préservées que réellement déposées), il est néanmoins possible que le nombre de réflecteurs de 2nd ordre soit plus fortement sous-estimé sur la période la plus longue et la plus ancienne, ce qui donne une périodicité plus faible sur la période 1937-1993.

A l'issue de ces analyses, on ne peut conclure à un contrôle de la dynamique et de l'architecture interne des dunes par un agent forçant plutôt qu'un autre. Cependant, les résultats montrent que la marée, la houle ($H_s > 1,5$ m), ainsi que les événements de forte énergie, résultant de la combinaison de marées de vives-eaux et d'épisodes de forte houle ($H_s > 1,5$ m), sont tous susceptibles de contrôler la dynamique des dunes.

III.3.4. Influence de la variabilité temporelle des agents forçants sur la dynamique sédimentaire

A proximité de la zone d'étude (25 – 35 km, localisation Figure IV.3), un exemple de l'enregistrement sédimentaire de la variabilité climatique à moyen terme est visible sur le trait de côte situé au sud de la Baie de Somme. Dans ce secteur, la dérive littorale a permis la formation d'une flèche de galets, nommée « cordon du Hourdel », longue de 16 km et large de 1,5 km (Claveleau, 2007). Sa dynamique sédimentaire est discontinue dans le temps. La migration de la flèche est principalement due au développement de crochets, avec des fréquences variant entre 2 et 11 ans (Bellesort & Migniot, 1986). La reconstitution de la mise en place de ces crochets, réalisée à partir de

documents cartographiques et de photos aériennes (Dolique, 1991), est visible sur la Figure IV.23. Ces figures sédimentaires sont les conséquences d'évènements de tempête extrêmes qui ont un impact important sur les flux sédimentaires côtiers.

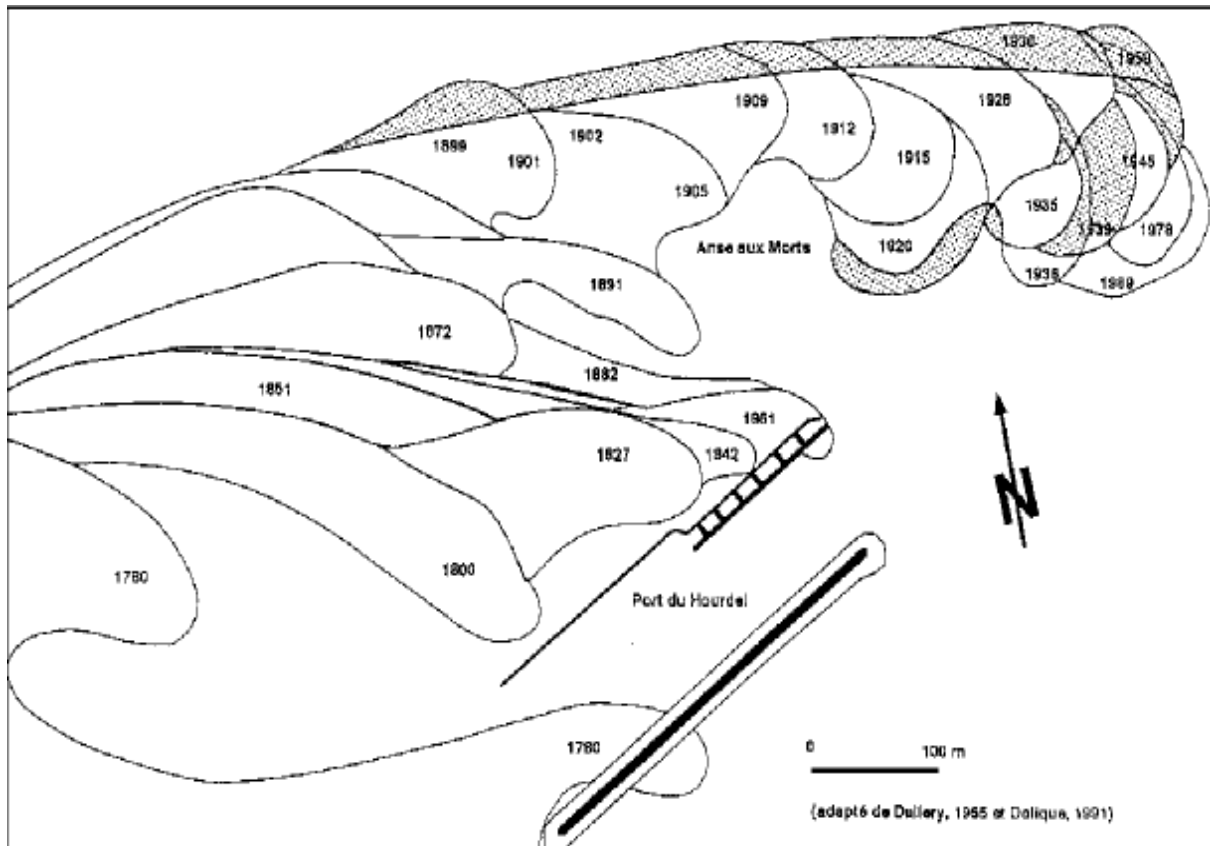


Figure IV.23 : Reconstitution de la mise en place des crochets de galets à l'extrémité de la flèche du Hourdel (Dolique, 1991).

Etant donné les faibles profondeurs de notre zone d'étude (10 – 30 m), il est fortement probable que cette variabilité à moyen terme influence le transport sédimentaire et la dynamique des dunes qui y sont observées. Le fait que les discontinuités constituant le maître-litage des dunes se forment à des pas de temps pluri-annuel à décennal semble confirmer cette hypothèse, et tend même à montrer que ces évènements pluri-annuels à décennaux exercent un contrôle prépondérant sur la structuration interne et la dynamique de ces dunes. L'hypothèse d'un contrôle pluri-annuel à décennal de la dynamique des dunes est en accord avec leur morphologie, typique de dunes peu actives (faibles pentes, asymétrie relativement faible ; cf. Chapitre II, §II.2) et leurs faibles vitesses de migration. Il semble que la dynamique sédimentaire soit fortement liée aux fluctuations climatiques à grandes échelles, en particulier l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO).

III.4. Hypothèses de formation des réflecteurs de 2nd ordre

A partir de l'analyse géométrique de l'architecture interne des dunes et de la prise en compte des agents hydrodynamiques influents sur la zone d'étude (i.e. la marée, les houles ou la combinaison de fortes marées et de tempêtes), deux hypothèses peuvent être formulées. Ces deux hypothèses avaient été retenues et décrites dans le cadre d'une publication (Ferret et al., 2010 ; cf. Annexes). Ces hypothèses sont synthétisées sur la Figure IV.24.

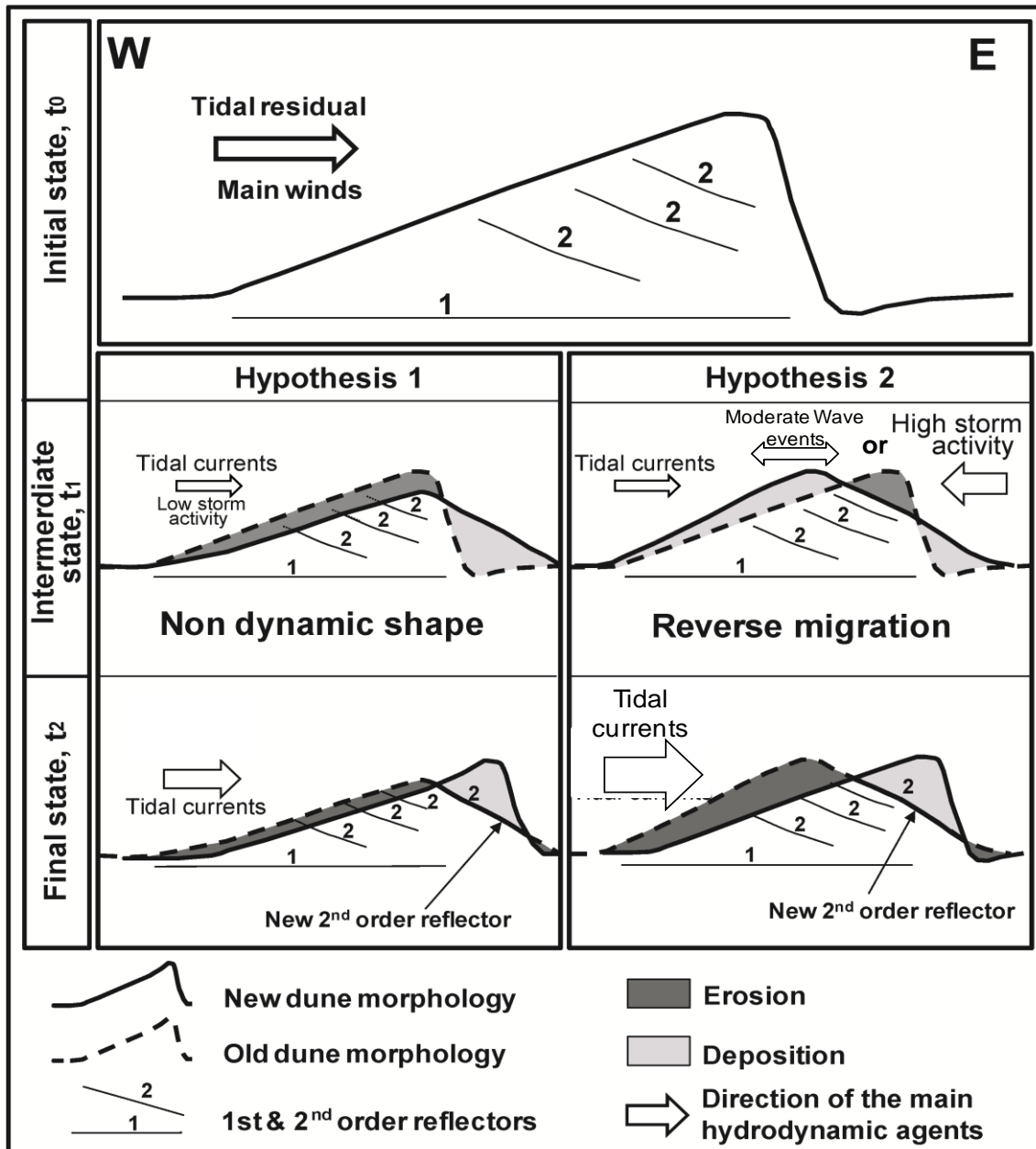


Figure IV.24 : Schémas synthétiques des deux théories de formation des discontinuités de 2nd ordre (Ferret et al., 2010, modifié).

L'épaisseur de la flèche est proportionnelle à l'intensité du transport sédimentaire global. La taille de police utilisée pour identifier les agents hydrodynamiques est proportionnelle à leur intensité relative. Cette représentation est un modèle conceptuel dans lequel les angles, les volumes et les dimensions ne sont pas nécessairement conformes à la réalité.

Dans les deux hypothèses retenues, les actions de la marée, des vents et/ou de la houle associée sont supposées être assez importantes pour permettre la dynamique des dunes à l'état initial (t_0). La morphologie de la dune et son architecture interne sont représentatives des cas les plus fréquemment observés sur la zone d'étude : une migration résiduelle vers l'E-NE associée à une progradation dans cette même direction enregistrée dans l'architecture interne (architecture de type 1, Figure IV.5-A).

Dans la première hypothèse, des alternances de périodes de faibles et hautes énergies (i.e. dominée respectivement par la marée et par les tempêtes) sont invoquées comme étant les principaux facteurs responsables de la formation et de la préservation des discontinuités de second-ordre. Dans cette hypothèse, les réflecteurs de second ordre ont été interprétés comme étant des marques des périodes de faible énergie (périodes sans ou avec de faibles tempêtes) au cours desquelles seuls les sédiments fins sont déposés. Pendant ces périodes, les dunes ne migrent pas et leurs morphologies sont lissées et symétriques (faible action tidale associée à une faible activité de tempête).

Néanmoins, les analyses menées sur les pas de temps infra-annuels concernant les flux sédimentaires charriés et la réponse morphodynamique des dunes d'une part (*cf.* chapitre III), et les analyses du contenu fréquentiel des chroniques de marée et de houle d'autre part, conduisent à exclure cette 1^{ère} hypothèse. En effet, elle implique qu'une période calme, c'est-à-dire sans houle, même faible, associée à la marée, s'établisse pendant une durée relativement longue afin de permettre à la dune d'acquiescer une forme non dynamique. Or, ceci semble très peu vraisemblable car les calculs de flux et le suivi morphodynamique des dunes sur les pas de temps courts ont montré que même une houle de faible amplitude (*e.g.* H_s autour de 30cm en conditions de mortes-eaux) pouvait inverser la direction du transport sédimentaire et, par conséquent, du déplacement dunaire.

Au regard de ces résultats, la pertinence de la 2^{ème} hypothèse semble être renforcée.

Dans la deuxième hypothèse, les fluctuations climatiques à moyen terme associées à la variabilité des événements de tempête est présentée comme étant le principal facteur influençant la dynamique des dunes. Selon cette hypothèse, les périodes de forte activité de tempête et/ou de houles modérées à fortes sont responsables de la structure interne résiduelle des dunes. Dans ce cas, deux types de mécanismes peuvent être envisagés pour expliquer la mise en place des réflecteurs de 2nd ordre.

Au temps t_1 , la direction du transport résiduel de sédiment, initialement établi vers l'Est dans la direction du résiduel tidal, est inversée, et provoque une inversion de la migration des dunes vers l'Ouest. Ceci est dû :

- soit à un épisode de tempête de secteur Est à Nord-Est dont l'action de friction sur la colonne d'eau peut conduire à l'inversion temporaire du résiduel tidal (ralentissement et raccourcissement du flot, et accélération et allongement du jusant) et rendre ainsi le jusant dominant (*cf.* Chapitre II, §I.3). Pour que cette théorie soit valable, il est nécessaire que le vent s'établisse sur une durée relativement longue afin de permettre une importante

érosion du flanc raide de la dune associée à un dépôt de sédiment sur le flanc doux de la dune et ainsi permettre la migration de la dune vers l'Ouest ;

- soit à une houle modérée à forte (peu importe sa provenance) s'établissant sur des périodes au moins supérieures aux cycles semi – diurnes qui induit une inversion des directions à la fois du transport sédimentaire et de la migration des dunes vers l'Ouest, tel que cela a été observé et calculé dans le Chapitre III (§I.3.2.4).

L'une ou l'autre théorie peut expliquer une inversion de la dynamique dunaire. La différence entre ces 2 théories se situe au niveau de la fréquence de formation des réflecteurs de 2d ordre. Il se peut également que ces deux phénomènes s'associent, ce qui induit alors des flux sédimentaires vers l'Ouest d'autant plus importants. Si les vents forts de secteur N-NE peuvent générer des courants atténuant, voire inversant le résiduel tidal, ils peuvent également induire une forte houle : ces vents dont la direction varie d'environ N0° à N35°, arrivant par le détroit du Pas-de-Calais, possèdent un fetch supérieur à 500 km (*cf.* Chapitre I, §II.2.2.2 ; Figure I.25).

Lorsque l'épisode de houle et/ou de coups de vents de NE cesse, la migration des dunes vers l'Est reprend (état t_2 , Figure IV.24) et la morphologie des dunes retrouve son état initial.

En accord avec ces 2 théories, les discontinuités de second-ordre sont interprétées comme des surfaces d'érosion formées durant des périodes de forte énergie, ce qui serait conforme à ce qui a déjà été proposé par Berné (1991) et par Le Bot & Trentesaux (2004).

Les évènements de tempêtes ont une activité fluctuante à l'échelle pluri-annuelle à décennale. Lors des phases de forte activité, les tempêtes exceptionnelles peuvent conduire à des phases de très forts flux sédimentaires vers l'Ouest qui entraînent une érosion très importante d'une partie des dunes, oblitérant ainsi potentiellement plusieurs réflecteurs de 2d ordre déposés précédemment pendant des épisodes de houles moyennes. Au final, la majorité des réflecteurs de 2nd ordre préservés correspond à ceux formés pendant les évènements de plus forte énergie (tempêtes exceptionnelles, éventuellement associées à de fortes marées).

Cette hypothèse présente également l'avantage d'expliquer les plus faibles vitesses de migration des dunes comparées à ce qui est rapporté dans la littérature. De plus, quelles que soient les modalités permettant l'inversion de direction de migration, cette hypothèse permet d'expliquer l'unité à progradation inversée observée dans l'architecture interne de type 2 (Dune 107, Figure IV.5-B) : il semble nécessaire qu'un évènement, ou une période, de haute énergie s'oppose à l'action de la marée afin de permettre le dépôt puis la conservation d'une unité sédimentaire à progradation Sud-Ouest. Berné (1991) et Berné *et al.* (1993) ont observé des architectures similaires dans des environnements estuariens influencés à la fois par les courants tidaux et par les débits fluviaux. Les auteurs interprètent ces unités inversées comme le résultat d'une alternance de phases dominées par le flot et de phases dominées par le jusant associées à un fort débit de rivière. Berné *et al.* (1988) et Le Bot & Trentesaux (2004) ont également décrit ces architectures dans des environnements où les courants tidaux et les

courants induits par les vents sont dominants. Ces derniers auteurs interprètent les discontinuités de second-order comme des surfaces érosives dues à des événements de tempête, et les unités montrant une direction de progradation inversée comme des dépôts survenant lors de ces événements de haute énergie. Seules quelques dunes localisées dans la partie la plus occidentale de la zone d'étude présentent ces unités : les structures inverses observées dans l'architecture de type 2 pourraient être le fait d'une particularité hydrodynamique locale, qui pourrait être liée à la présence du banc sableux situé immédiatement au Sud. En effet, ce banc présente un angle d'une dizaine de degrés avec l'orientation des courants de marée, ce qui fait que son flanc nord est dominé par le jusant et son flanc sud par le flot. Les dunes ayant une architecture de type 2 sont situées sur le flanc de jusant et seraient donc préférentiellement soumises à un hydrodynamisme dominé par le jusant, c'est-à-dire vers l'O-SO.

Le fait qu'aucune discontinuité de 3^{ème} ordre ne soit observée sur la zone d'étude peut également être expliqué par l'hypothèse retenue. Dans le cas d'une période de forte activité de tempête induisant une forte houle, il y a un transport en masse de particules plus grossières (sables, graviers), sans fluctuation d'intensité significative. L'unité sédimentaire résultante est donc homogène avec des fronts d'avalanche qui ne sont pas soulignés par un tri granulométrique.

IV. Conclusions

Grâce à des mesures bathymétriques répétées et à des mesures de sismique THR, l'évolution du prisme sédimentaire picard localisé en Manche orientale, au large de la Baie de Somme, a été étudiée à des échelles temporelles décennale à multi-décennale.

A ces échelles de temps, l'évolution des fonds de la bordure occidentale de ce prisme concerne essentiellement les champs de dunes. Les mouvements résiduels des dunes sont dirigés vers l'Est, dans la direction du résiduel de marée, ce qui semble indiquer que la marée contrôle fortement la dynamique des dunes à ces pas de temps. Le taux annuel de migration des dunes n'est pas très élevé avec des vitesses moyennes de déplacement comprises entre 0,8 et 6,6 m/an, ce qui laisse entendre une dynamique peu active (comparativement à 17- 27 m/an enregistrés sur l'année 2007-2008, et plus de 400 m/an extrapolés à partir de mesures sur les pas de temps plus courts). Les vitesses de migration enregistrées sur la période 1993 – 2007 sont généralement 1,5 à 4 fois supérieures à celles obtenues sur la période 1937 – 1993. Cette variabilité importante des vitesses de migration semble impliquer que d'autres agents se combinent au forçage tidal. Par ailleurs, le ralentissement des vitesses de migration des dunes, lorsque la période d'étude considérée s'allonge, témoigne d'une oscillation importante et fréquente des déplacements des dunes.

3 types d'architectures internes ont été identifiés. Les dunes sont généralement constituées d'une succession d'unités, délimitées par des réflecteurs de 2nd ordre, témoignant d'une progradation vers l'Est (architecture de type 1). Pour certaines dunes, cette succession est localement interrompue par une ou plusieurs unités à progradation inversée, soit vers l'Ouest (architecture de type 2). Le dernier type d'architecture de type 3 correspond à un empilement de deux unités caractérisées chacune par une architecture de type 1, l'unité la plus récente progradant sur l'unité ancienne. Cette organisation témoigne vraisemblablement d'un fort disponible sédimentaire.

Les discontinuités de 2nd ordre (pendages de 0,5 à 4°) constituent le maître-litage des dunes. La périodicité de formation des réflecteurs de 2nd ordre a été estimée et varie entre 4 et 18 ans, selon la dune et l'intervalle de temps considérés. Ces périodicités de formation des réflecteurs de 2nd ordre sont similaires aux périodicités observées à partir des analyses en ondelettes réalisées sur les chroniques de marée (0,5 an, 1 an, 4 ans, 6ans et 18,6 ans), de houle (1 an, 2-3-6 ans, 4-7 ans, 12-16 ans) et d'indice NAO (1 an, 2-3 ans, 3-4 ans, 8-10 ans, 16 ans) de la zone d'étude.

A partir de l'analyse géométrique de l'architecture interne des dunes et de la prise en compte des périodicités caractérisant l'action des agents hydrodynamiques forçants, deux hypothèses ont été formulées quant à la formation des réflecteurs de 2nd ordre. Ils sont interprétés comme : (1) des surfaces de dépôt correspondant à la signature de périodes de faible énergie (faible action tidale associée à une faible activité de tempête), ou (2) des surfaces érosives dues à une migration des dunes vers l'Ouest (*i.e.* dans la direction opposée à celle observée habituellement) provoquée temporairement par des tempêtes exceptionnelles de secteur Nord à Nord-Est induisant une inversion

du résiduel hydrodynamique, et/ou par des épisodes de houles modérées à fortes qui pourraient à elles seules induire des flux sédimentaires orientés vers l'Ouest, selon le jusan.

Les analyses menées sur les pas de temps infra-annuels concernant les flux sédimentaires et la réponse morphodynamique des dunes d'une part, et les analyses du contenu fréquentiel des chroniques de marée et de houle d'autre part, conduisent à exclure la 1^{ère} hypothèse, et renforcent la pertinence de la 2^{ème} hypothèse. Au final, la majorité des réflecteurs de 2nd ordre préservés dans les corps dunaires correspond à ceux formés pendant les évènements de plus forte énergie (tempêtes exceptionnelles, éventuellement associées à de fortes marées), dont la mise en place entraîne l'oblitération potentielle de plusieurs réflecteurs de 2nd ordre déposés précédemment pendant des épisodes de houles plus faibles.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES

L'étude porte sur la morphodynamique de dunes sous-marines, dans un environnement de plate-forme épicontinentale peu profonde (10 – 30 m). La zone retenue pour l'étude est située en Manche orientale, dans un contexte mégatidal soumis à l'action de la houle (mer de vent principalement). Elle correspond à la bordure ouest du prisme sédimentaire holocène picard. Les fonds marins y sont constitués de sédiments hétérométriques (gammes granulométriques allant des graviers aux sables fins). Ce secteur correspond à une zone de transition caractérisée par de multiples gradients hydrodynamique, sédimentaire, morphologique et benthique, étirés selon la direction Ouest – Est. Cette variabilité spatiale des facteurs physiques et biologiques sur de courtes distances en font un secteur d'étude remarquable de quelques dizaines de kilomètres carrés.

La caractérisation hydro – morpho – sédimentaire du prisme picard et la dynamique des dunes qui le couvrent a été abordée à partir de mesures classiquement utilisées en sédimentologie marine (bathymétrie multi-faisceaux, imagerie sonar, granulométrie, vidéo sous-marine, courantométrie,...). Ces mesures ont été acquises durant 6 campagnes à la mer effectuées dans le cadre de cette étude, entre 2006 et 2008. L'originalité de ce travail provient de la stratégie d'étude qui est basée sur la complémentarité des outils et un emboîtement de plusieurs échelles spatiales (échelles du grain, de la dune et du gradient) et temporelles (instant, cycle semi-diurne, cycle semi-lunaire, année, plusieurs décennies). De plus, les méthodes d'analyses mises en œuvre dans cette étude, telles que les analyses statistiques multi-variées ou les analyses en ondelettes continues, ont rarement été utilisées dans le cadre d'études antérieures en sédimentologie marine. Or, ces méthodes se sont révélées être pertinentes. Elles ont permis i) de définir de manière objective les relations entre les différentes variables décrivant la morphologie et la nature sédimentaire des dunes avec les variables environnementales, et ii) d'identifier les différents forçages influençant la dynamique du milieu et leurs périodicités grâce à la décomposition du signal en fonction du temps et de la fréquence.

Morphologie des dunes et contrôle par les paramètres environnementaux :

Les analyses statistiques multivariées réalisées sur les variables morphologiques, granulométriques et relatives à l'hydrodynamisme et à la dynamique, ont, dans un premier temps, permis de confirmer des relations généralement admises dans la littérature. La morphologie des dunes est principalement contrôlée par la granulométrie du sédiment dunaire : les sédiments grossiers mal triés (sables grossiers à très grossiers, graviers) permettent la mise en place de dunes hautes, tridimensionnelles, ayant un flanc raide relativement pentu, alors que les sédiments fins bien triés (sables moyens à fins) tendent se structurer en dunes rectilignes, moins hautes et plus étalées. L'ensemble des dunes étudiées présentent également une relation forte entre leur hauteur et leur longueur d'onde (et/ou distance crête – crête). Ces deux paramètres ne sont pas reliés à la hauteur d'eau alors que de nombreuses études suggèrent que la profondeur d'eau est un facteur limitant pour la croissance des dunes : ce facteur de contrôle morphologique semble, ici, être secondaire au regard du contrôle qui semble être exercé par la granulométrie et l'hydrodynamisme.

Des relations originales ont été mises en évidence entre les paramètres morphologiques des dunes et leurs paramètres sédimentaires ainsi que les paramètres caractérisant l'hydrodynamisme et le transport sédimentaire. Les flux sédimentaires, modélisés au niveau de chaque dune, avec et sans houle, en intégrant le disponible sédimentaire, (*cf.* thèse O. Blanpain, 2009), sont anti-corrélés à la vitesse maximale des courants de marée. Ce constat semble indiquer que la dynamique sédimentaire, sur la zone étudiée, n'est pas contrôlée en premier lieu par la vitesse des courants mais plutôt par la granulométrie et le disponible sédimentaire.

La longueur d'onde des dunes, paramètre classiquement utilisé pour décrire leur morphologie, montre des corrélations faibles avec les autres variables sédimentaires ou environnementales, ce qui semble indiquer que l'utilisation de ce descripteur n'est sans doute pas la plus pertinente pour caractériser l'environnement hydro-sédimentaire d'une dune.

Dynamique des dunes :

Les taux de migration dunaire sont différents selon le pas de temps considéré. Les vitesses de déplacement des dunes sont comprises entre 0,8 et 6,6 m.an⁻¹ à l'échelle pluri-décennale, entre 17 et 27 m.an⁻¹ sur le pas de temps annuel, et peuvent dépasser 20 mètres en quelques cycles semi-diurnes. Cette constatation indique une dynamique d'oscillation des dunes, dont les processus responsables résultent de forçages d'intensité et de direction variables selon le pas de temps considéré, et lissés au cours du temps.

Sur les pas de temps supérieurs à un an, le corps dunaire dans son ensemble se déplace et la direction de migration des dunes coïncide avec celle du résiduel de marée, et cela quel que soit le type de dune considéré (barkhane ou dune rectiligne, grande ou très grande dune, dune surimposée à un banc sableux ou non, *etc.*). Ainsi, et cela semble logique en contexte mégatidal, la marée est un agent hydrodynamique prépondérant de contrôle de la morphodynamique des dunes. A plus court terme (du cycle semi – diurne au cycle semi – lunaire), les déplacements ne concernent que rarement l'ensemble de la dune, et sont souvent cantonnés à la zone de crête. Parfois, il n'y a pas de migration de la dune, mais plutôt une modification morphologique résultant d'une réorganisation des sédiments (mise en place de petites à moyennes dunes surimposées à la dune hôte et/ou déplacement de ces corps surimposés). Sur ces pas de temps courts, les tendances sont plus délicates à identifier et les dunes montrent régulièrement des réponses individuelles, parfois contradictoires, qui ne sont pas forcément cohérentes avec les flux sédimentaires induits par les agents forçants. Cependant, des réponses plus cohérentes des dunes sont enregistrées lorsque des périodes calmes (forçage tidal seul) et agitées (marée + houle) sont inter-comparées.

Sur les pas de temps courts, il semble que la ré-organisation des stocks sédimentaires se fasse à l'échelle du champ de dunes, et non à l'échelle de la dune.

La houle a une influence non négligeable sur la morphodynamique des dunes dans les environnements de plate-forme peu profonde. Les effets de cet agent hydrodynamique sur le transport

sédimentaire par charriage ont été quantifiés sur la base de calculs de flux sédimentaires en granulométrie étendue. Les flux sédimentaires calculés en conditions d'agitation moyenne ($H_s = 1,5$ m, période de 7s. typique de la mer de vent), et en conditions de houles annuelles ($H_s = 4,2$ m) sont respectivement 10 à 100 fois et 100 à 1000 fois supérieurs à ceux calculés en conditions calmes (marée seule). La houle modifie de manière importante la direction des flux de sédiment. Bien que le flot soit plus rapide que le jusant, le transport résiduel des sédiments s'oriente selon le jusant dès lors qu'une houle, même modérée, s'établit sur une durée supérieure à un cycle semi-diurne. Cette direction est opposée à celle du transport résiduel induit par les courants de marée en conditions calmes. De plus, des calculs de flux réalisés pour différentes conditions hydrodynamiques (marée seule, marée + houle modérée à forte) ont permis de mettre en évidence qu'en période calme (forçage tidal seul) le transport sédimentaire est principalement contrôlé par l'hydrodynamisme alors qu'en période agitée (marée et houle combinées), la granulométrie du sédiment devient un facteur de contrôle prépondérant de la dynamique sédimentaire. Les résultats montrent que le disponible sédimentaire, qui est considéré comme illimité dans nos calculs, est un paramètre de contrôle important.

Les mécanismes de transport sédimentaire induits par la marée et la houle sont partiellement enregistrés dans l'architecture interne de la dune. A partir de l'analyse de profils sismiques, 3 types d'architectures internes ont été identifiées. Les dunes sont généralement constituées d'unités, délimitées par des réflecteurs de 2nd ordre, témoignant d'une progradation vers l'Est (architecture de type 1), et montrent localement des directions de progradation inversée vers l'Ouest (architecture de type 2). Le troisième type d'architecture interne observée correspond à un empilement de deux unités caractérisées chacune par une architecture de type 1, et elle témoigne de l'augmentation du disponible sédimentaire.

Les discontinuités de 2nd ordre (pendages de 0,5 à 4°) constituent le maître-litage des dunes. La périodicité de formation des réflecteurs de 2nd ordre a été estimée entre 4 et 18 ans, selon la dune et l'intervalle de temps considérés. Ces périodicités sont similaires aux périodicités observées à partir des analyses en ondelettes réalisées sur les chroniques de marée, de houle de la zone d'étude et sur une chronique d'indice NAO. Les analyses concernant les flux sédimentaires et la réponse morphodynamique des dunes menées sur les pas de temps infra-annuels d'une part, et les analyses du contenu fréquentiel des chroniques de marée et de houle d'autre part, nous ont permis de proposer une hypothèse quant à l'origine de ces réflecteurs. Ils sont interprétés des surfaces érosives dues à une migration des dunes vers l'Ouest (*i.e.* dans la direction opposée à celle observée habituellement) provoquée temporairement par des tempêtes exceptionnelles de secteur Nord à Nord-Est induisant une inversion du résiduel hydrodynamique, et/ou par des épisodes de houles modérées à fortes qui pourraient à elles seules induire des flux sédimentaires orientés vers l'Ouest, selon le jusant. La majorité des réflecteurs de 2nd ordre préservés dans les corps dunaires correspond à ceux formés pendant les événements de plus forte énergie (tempêtes exceptionnelles, éventuellement associées à de fortes marées), dont la mise en place entraîne l'oblitération potentielle de plusieurs réflecteurs de 2nd

ordre déposés précédemment pendant des épisodes de houles plus faibles. Ainsi, les fluctuations climatiques à moyen terme associées à la variabilité des événements de tempête est présentée comme étant le principal facteur influençant la dynamique des dunes sur le long terme.

Perspectives

A l'issue de cette étude, des questions subsistent, auxquelles s'ajoutent de nouvelles interrogations suscitées par les nouveaux résultats obtenus au cours de l'étude.

- Bien que la variabilité inter – dune soit plus prononcée que la variabilité intra – dune, il serait intéressant d'affiner la caractérisation de cette dernière. Pour cela, il est nécessaire de réaliser des mesures selon une résolution spatiale fine, permettant : (1) de décrire la morphologie d'une dune en intégrant son flanc doux, sa crête et son flanc raide, et (2) d'intégrer la présence éventuelle de petites dunes surimposées. Cette approche nécessite l'intervention de plongeurs en particulier pour les mesures de courants et le prélèvement de sédiment.

- La quantification des flux pourrait être affinée en intégrant les phénomènes d'entrave, qui se produisent lorsque des mélanges granulométriques, de sédiment mobiles et immobiles sont considérés. De plus, des mesures de flux sédimentaires *in-situ* sont nécessaires pour valider ces résultats et ainsi permettre de choisir la formulation la plus adaptée possible. Dans ce but, une campagne océanographique a été programmée du 18 au 25 Mars 2011 (campagne « MESFLUX11 » pour la réalisation de mesures de flux sédimentaires charriés sur la zone d'étude grâce notamment à l'utilisation du système Dyspi (Blanpain *et al.*, 2009).

- Pour étudier la dynamique des dunes, nous avons vu qu'il était primordial d'adopter une approche multi – scalaire. Dans cette étude, de nombreux pas de temps ont été abordés, mais nous pouvons déplorer le manque de mesures en périodes hivernales, où les tempêtes sont beaucoup plus fréquentes et l'influence de la houle plus forte. Par ailleurs, nos résultats indiquent une différence de réponse morphodynamique des dunes sur les périodes supérieures à l'année et celles qui sont inférieures au cycle semi-lunaire. Un suivi à des pas de temps intermédiaires (mensuel à saisonnier) pourrait sans doute améliorer notre compréhension de la dynamique des dunes.

- La mise en œuvre de vibro-carottages sur les dunes permettrait d'observer et de caractériser d'un point de vue sédimentologique les discontinuités constituant l'architecture interne des dunes. Ainsi, cela permettrait de confirmer, voire infirmer les hypothèses émises quant à l'importance des épisodes érosifs de tempête dans la dynamique des dunes. Aujourd'hui, ce prélèvement semble vraisemblable car, depuis peu, un vibro-carottier permettant de carotter du sédiment grossier est disponible pour la communauté scientifique nationale.

- Il serait intéressant, voire primordial, de poursuivre cette étude par l'utilisation d'un modèle morphodynamique permettant d'intégrer pas à pas dans le temps l'action des forçages sur l'évolution des dunes. En particulier, il faudrait tester l'intégration sur un cycle semi-diurne, une année et 10 ans

ou plus afin de déterminer et quantifier avec précision l'influence respective des différents agents dynamiques en fonction de la période d'observation.

- Un projet mené par la Compagnie du vent vise à implanter 141 éoliennes offshore sur un secteur incluant une partie de la zone étudiée ici. Ainsi, si le projet est mené à terme, cette étude constituera un état zéro de la zone et il sera ensuite possible de quantifier l'impact de telles structures sur l'environnement (et plus particulièrement sur les dunes), que ce soit en termes de modifications de l'hydrodynamisme, des faciès sédimentologiques, ou encore des communautés benthiques inféodées au fonds marins.

RÉFÉRENCES

A

- Aliotta, S. and Perillo, G.M.E. 1987.** A sand wave field in the entrance to Bahia Blanca Estuary, Argentina. *Marine Geology*, 76: 1-14.
- Allen, J.R.L. 1968.** The nature and origin of bed-form hierarchies. *Sedimentology*, 10(3): 161-182.
- Allen, J.R.L. 1980a.** Large transverse bedforms and the character of boundary-layers in shallow-water environments. *Sedimentology*, 27: 317-323.
- Allen, J.R.L. 1980b.** Sand waves: A model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology*, 26(4): 281-328.
- Allen, J.R.L. 1982a.** Sedimentary structures: their character and physical basis. *Elsevier, Amsterdam-Oxford-London*, 663 pp.
- Allen, J.R.L. 1982b.** Simple models for the shape and symmetry of tidal sand waves : (3) dynamically stable asymmetrical equilibrium forms without flow separation. *Marine Geology*, 48: 321-336.
- Amos, C.L., Bergamasco, A., Umgieser, G., Cappucci, S., Cloutier, D., DeNat, L., Flindt, M., Bonardi, M. and Cristante, S. 2004.** The stability of tidal flats in Venice Lagoon--the results of in-situ measurements using two benthic, annular flumes. *Journal of Marine Systems*, 51(1-4): 211-241.
- Amos, C.L. and King, E.L. 1984.** Bedforms of the eastern canadian seaboard: a comparison with global occurrences. *Marine Geology*, 57: 167-208.
- Andersen, T.J., Jensen, K.T., Lund-Hansen, L.C., Mouritsen, K.N. and Pejrup, M. 2002.** Enhanced erodibility of fine-grained marine sediments by *Hydrobia ulvae*. *Journal of Sea Research*, 48: 51-58.
- Andersen, T.J., Lund-Hansen, L.C., Pejrup, M., Jensen, K.T. and Mouritsen, K.N. 2005.** Biologically induced differences in erodibility and aggregation of subtidal and intertidal sediments: a possible cause for seasonal changes in sediment deposition. *Journal of Marine Systems*, 55: 123-138.
- Ashley, G.M. 1990.** Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *J. Sediment. Petrology*, 60(1): 160 - 172.
- Auffret, J.P., Alduc, D., Larsonneur, C. and Smith, A.J. 1982.** La Manche Orientale : carte des paléo-vallées et des bancs sableux. *Cnexo-BRGM*.
- Auffret, J.P. and Larsonneur, C. 1975.** Le modèle sédimentaire Manche-Orientale. *IX° Congrès International de Sédimentologie, Nice*.
- Augris, C., Clabaut, P., Costa, S., Gourmelon, F. and Latteux, B. 2004.** Evolution morpho-sédimentaire du domaine littoral et marin de Seine-maritime. *Ifremer, Conseil général de la Seine-Maritime, EDF. Ed. Ifremer, Bilans & Perspectives*, 159 pp.

B

- Bailly du Bois, P. and Dumas, F. 2005.** Fast hydrodynamic model for medium- and long-term dispersion in seawater in the English Channel and southern North Sea, qualitative and quantitative validation by radionuclide tracers. *Ocean Modelling*, 9(2): 169-210.
- Bartholdy, J., Bartholomae, A. and Flemming, B.W. 2002.** Grain-size control of large compound flow-transverse bedforms in a tidal inlet of the Danish Wadden Sea. *Marine Geology*, 188(3-4): 391-413.
- Bartholdy, J., Flemming, B.W., Bartholomä, A. and Ernsten, V.B. 2004.** On the dimensions of depth-independent, simple subaqueous dunes. In: Garlan T. & Idier D. Hulscher J.M.H (Eds), *Marine Sandwave and River Dune Dynamics II, International Workshop, University of Twente, The Netherlands*. 9-16
- Belderson, R.H., Johnson, A.H. and Kenyon, N.H. 1982.** Bedforms. *Offshore tidal sand, processes and deposits*. Chapman & Hall, London, 27-57 pp.
- Bellesort, B. and Migniot, C. 1986.** Catalogue sédimentologique des côtes françaises. Côtes de la Mer du Nord et de la Manche : de la Baie de Somme à la Baie de Seine. 135 - 230 pp.
- Berné, S. 1991.** Architecture et dynamique des dunes tidales. Exemple de la marge atlantique française. Thèse de doctorat, Université de Lille Flandres-Artois. 292 pp.
- Berné, S. 2000.** Architecture, dynamics and preservation of marine sand waves (large dunes). In: Trentesaux A. & Garlan T. (Eds), *Marine Sandwave Dynamics, International workshop, Université de Lille*. 25-28
- Berné, S., Allen, G., Auffret, J.P., Chamley, H., Durand, J. and Weber, O. 1989.** Essai de synthèse sur les dunes hydrauliques géantes tidales actuelles. *Bull. Soc. Géol. France*, 6: 1145 - 1160.
- Berné, S., Auffret, J.P. and Walker, P. 1988.** Internal structure of subtidal sand waves revealed by high-resolution seismic reflection. *Sedimentology*, 35: 5-20.

- Berné, S., Castaing, P., Le Drezen, E. and Lericolais, G. 1993.** Morphology, Internal structure and reversal of asymmetry of large subtidal dunes in the entrance to Gironde estuary (France). *Journal of Sedimentary Petrology*, 63: 780-793.
- Berné, S., Trentesaux, A., Stolk, A., Missiaen, T. and de Batist, M. 1994.** Architecture and long term evolution of a tidal sandbank: The Middelkerke Bank (southern North Sea). *Marine Geology*, 121(1-2): 57-72.
- Best, J. 2005.** Kinematics, topology and significance of dune-related macroturbulence : some observations from the laboratory and fields. *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment*, 35: 41-60.
- Bijsterbosh, L.W.W., Németh, A.A. and Hulscher, S.J.M.H. 2004.** Modelling offshore sand waves: Effect of suspended sediment. In: Garlan T. & Idier D. Hulscher S.J.M.H (Eds), *Marine Sandwave and River Dune Dynamics II, International Workshop, University of Twente, The Netherlands*. 24-31
- Billeaud, I. 2007.** Dynamique de construction d'un prisme sédimentaire littoral en régime mégatidal (la Baie du Mont-Saint-Michel). Thèse de doctorat, Université de Caen.
- Blanpain, O. 2009.** Dynamique sédimentaire multi-classe : de l'étude des processus à la modélisation en Manche. Thèse de doctorat, Université de Rouen. 315 pp.
- Blanpain, O., Bailly du Bois, P., Cugier, P., Lafite, R., Lunven, M., Dupont, J., Le Gall, E., Legrand, J. and Pichavant, P. 2009.** Dynamic sediment profile imaging (DySPI): a new field method for the study of dynamic processes at the sediment-water interface *Limnol. Oceanogr. Methods*, 7: 8-20.
- Blom, A., Ribberink, J.S. and van der Scheer, P. 2000.** Sediment transport in flume experiments with a trimodal mixture. *Gravel Bed Rivers, New Zealand*.
- Blondeaux, P., M., B. and G., V. 2000.** A model of sand waves generation. In: Trentesaux A. & Garlan T. (Eds), *Marine Sandwave Dynamics, International workshop, Université de Lille*. 29-35
- Boguchwal, L.A. and Southard, J.B. 1990.** Bed configurations in steady unidirectional water flows. Part 2. synthesis of flume data. *J. Sediment. Petrology*, 60(5): 658-679.
- Bokuniewicz, H.J., Gordon, R.B. and Kastens, K.A. 1977.** Form and migration of sand waves in a large estuary, Long Island Sound. *Marine Geology*, 24(3): 185-200.
- Borsje, B.W., Besio, G., Hulscher, S.J.M.H., Blondeaux, P. and Vittori, G. 2008.** Exploring biological influence on offshore sandwave length. In: Garlan T. & Best J.L. Parsons D.R. (Eds), *Marine and River Dune Dynamics III, Leeds, U.K.* 31-38
- Bouligand, R. and Pirazzoli, P.A. 1999.** Positive and negative sea surges at Brest. *Oceanologica Acta*, 22(2): 153 - 166.
- Breton, C. 2009.** Evolutions et standardisations des chaînes de traitement des données bathymétriques des sondeurs multifaisceaux. Université du Sud. Mémoire de Master. 36 pp.
- Brookfield, M.E. 1977.** The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, 24: 303 – 332.

C

- Cabioch, L., Gentil, F., Glaçon, R. and Retière, C. 1978.** Le bassin oriental de la Manche, modèle de distribution de peuplements benthiques dans une mer à fortes marées. *Journal de Recherche Océanographique*, 3(1): 24.
- Cabioch, L. and Glaçon, R. 1977.** Distribution des peuplements benthiques en Manche Orientale, du Cap d'Antifer à la Baie de Somme. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*.
- Camenen, B. and Larroudé, P. 2000.** Numerical comparison of sediment transport formulae. In: Trentesaux A. and Garlan T. (Eds), *Marine Sandwave Dynamics, International workshop, Lille, France*. 37-42
- Carling, P.A., Gözl, E., Orr, H.G. and Radecki-Pawlik, A. 2000.** The morphodynamics of fluvial sand dunes in the river Rhine, near Mainz, Germany. I: Sedimentology and sediment transport. *Sedimentology*, 47: 227 - 252.
- Carling, P.A., Radecki-Pawlik, A., Williams, J.J., Rumble, B., Meshkova, L., Bell, P. and Breakspear, R. 2006.** The morphodynamics and internal structure of intertidal fine-gravel dunes: Hills Flats, Severn Estuary, UK. *Sedimentary Geology*, 183(3-4): 159-179.
- Cartier, A. 2008.** Morphodynamique des dunes sous marines du Golfe Normand Breton. Caractérisation et détermination de la dangerosité des corps sédimentaires pour le transport maritime. Mémoire de Master 2, Université Bordeaux I. 40 pp.
- Chamley, H. 1987.** Sédimentologie. *Geosciences Dunod*, 167 pp.
- Chaumillon, E., Bertin, X., Falchetto, H., Allard, J., Weber, N., Walker, P., Pouvreau, N. and Woppelman, G. 2008.** Multi time-scale evolution of a wide estuary linear sandbank, the Longe de Boyard, on the French Atlantic coast. *Marine Geology*, 251(3-4): 209-223.

- Chaumillon, É., Gillet, H., Weber, N. and Tesson, M. 2002.** Évolution temporelle et architecture interne d'un banc sableux estuarien : la Longe de Boyard (littoral atlantique, France). *Comptes Rendus Geosciences*, 334(2): 119-126.
- Cirac, P., Berne, S., Castaing, P. and Weber, O. 2000.** Processus de mise en place et d'évolution de la couverture sédimentaire superficielle de la plate-forme nord-aquitaine. *Oceanologica Acta*, 23(6): 663-686.
- Claveleau, D. 2007.** Evolution morpho-sédimentaire quaternaire de la plate-forme continentale de la côte d'Albâtre (Manche Orientale, France). Thèse de doctorat, University of Rouen. 241 pp.
- Coleman, S.E. and Nikora, V.I. 2008.** Initiation and growth of fluvial dunes. In: Garlan T. & Best J.L. Parsons D.R. (Eds), *Marine and River Dune Dynamics III, International Workshop, Leeds, UK*. 43-49
- Costa, S. 1997.** Dynamique littorale et risques naturels. L'impact des aménagements, des variations du niveau marin et des modifications climatiques entre la Baie de Seine et la Baie de Somme. Thèse de doctorat, Université Paris I. 330 pp.
- Costello, W.R. and Southard, J.B. 1981.** Flume experiments on lower-flow-regime bed forms in coarse sand. *J. Sediment. Petrology*, 51: 849-864.
- Cugier, P. 2000.** Développement d'un modèle numérique multicouche hétérométrique pour la simulation du transport sédimentaire en Manche ; caractérisation des principaux processus. Rapport IRSN. 98 pp.

D

- Dalrymple, R.W. 1984.** Morphology and internal structure of sandwaves in the Bay of Fundy. *Sedimentology*, 31: 365-382.
- Dalrymple, R.W., Knight, R.J. and Lambiase, J.J. 1978.** Bedforms and their hydraulic stability relationships in a tidal environment, Bay of Fundy, Canada. *Nature*, 275(5676): 100-104.
- Dauvin, J.C. 1997.** Les biocénoses marines et littorales françaises des côtes Atlantique, Manche et Mer du Nord, synthèse, menaces et perspectives. *Service du Patrimoine naturel / IEGB / MNHN, Paris*, 376 pp.
- Davault, D., Dewarumez, J.M., Prygiel, J. and Richard, A. 1988.** Carte des peuplements benthiques de la partie française de la Mer du Nord, Station Marine de Wimereux.
- Dawson, A., Elliott, L., Noone, S., Hickey, K., Holt, T., Wadhams, P. and Foster, I. 2004.** Historical storminess and climate 'see-saws' in the North Atlantic region. *Marine Geology*, 210(1-4): 247-259.
- De Linares, M. 2007.** Modélisation numérique bidimensionnelle du transport solide et de la dynamique fluviale. Validation sur deux sites en Loire et sur l'Arc. Thèse de doctorat, Université Fourier, Grenoble. 159pp.
- De Maeyer, P.H. and Wartel, S. 1988.** Relation between superficial sediment grainsize and morphological features of coastal ridges off the Belgium coast. In: Van Gelder A. & Nico S.D. De Boer P.L. (Eds), *Tide-influenced Sedimentary Environment and Facies, Dordrecht*. 91-100
- Degrendele, K., Roche, M. and Schotte, P. 2004.** Three years of bed form evolution on the flemish banks, based on successive multibeam surveying of 2 monitoring areas. In: Garlan T. & Idier D. Hulscher J.M.H (Eds), *Marine Sandwave and River Dune Dynamics, International workshop, Enschede, the Netherlands*. 48-54
- Deloffre, J. 2005.** La sédimentation fine sur les vasières intertidales en estuaires macrotidaux. Processus, quantification et modélisation de l'échelle semi-diurne à l'échelle annuelle. Thèse de doctorat, Université de Rouen. 230 pp.
- Delsinne, N. 2005.** Evolution pluri-millénaire à pluri-annuelle du prisme sédimentaire d'embouchure de la Seine. Facteurs de contrôle naturels et d'origine anthropiques. Thèse de doctorat, Université de Caen. 179 pp.
- Dewez, S. 1988.** Sédimentation et dynamique en Manche Orientale (de la Baie d'Authie au Cap d'Alprech). Thèse de doctorat, Lille Flandres-Artois, Lille. 255 pp.
- Dieppois, B. 2008.** Nature et morphologie des fonds marins au large de Dieppe. Relation entre sédiments et corps sédimentaires. Rapport de M1, Université de Rouen. 26 pp.
- Dolique, F. 1991.** L'évolution du littoral entre Dieppe et Le Hourdel, 1939 - 1989. Mémoire de maîtrise de géographie, Université de Picardie. 143 pp.
- Dupont, J.P. 1981.** Relations entre Bios et Phénomènes sédimentaires intertidaux: le modèle de la Baie de Somme. Thèse de doctorat, Université de Rouen. 310 pp.
- Dyer, K. 1986.** Coastal and estuarine sediment dynamics. *John Wiley and Sons, Chichester, Sussex (UK)*, 358pp.
- Dyer, K.R. 1970.** Current velocity profiles in a tidal channel. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 22: 153 - 161.

E

- Ehrhold, A. 2000.** Méthodologie de traitement des données RoxAnn. Validation sur quelques exemples au large de la plate-forme sud-armoricaine. IFREMER. 25 pp.

- Ehrhold, A. 2003.** L'application des Sondeurs Multi-Faisceaux (SMF) très petits fonds pour la cartographie des habitats marins. IFREMER. 13 pp.
- Ehrhold, A. 2004.** Projet REBENT. Cartographie des habitats benthiques dans les petits fonds côtiers à l'aide de méthodes acoustiques. IFREMER. 53 pp.
- Ehrhold, A., Blanchard, M., Auffret, J.-P. and Garlan, T. 1998.** Conséquences de la prolifération de la crépidule (*Crepidula fornicata*) sur l'évolution sédimentaire de la baie du Mont-Saint-Michel (Manche, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 327(9): 583-588.
- Eilertsen, R.S., Olsen, N.R.B., Røther, N. and Zinke, P. 2008.** Bedform evolution in distributary channels of the lake Oyeren delta, southern Norway, revealed by interferometric sonar. In: Garlan T. & Best J.L. Parsons D.R. (Eds), *Marine and River Dune Dynamics III, International Workshop, Leeds, U.K.* 113-120
- Ernstsen, V.B., Noormets, R., Winter, C., Bartholomä, A., Flemming, B.W. and Bartholdy, J. 2004.** Development of subaqueous barchan dunes due to lateral grain size variability. In: (Eds), *Marine Sandwave and River Dune Dynamics II, Enschede, the Netherlands*.
- Escoffier, B. and Pagès, J. 1990.** Analyses factorielles simples et multiples: objectifs, méthodes et interprétation. Paris, 284 pp.

F

- Fenster, M.S., Fitzgerald, D.M., Bolhen, W.F., Lewis, R.S. and Baldwin, C.T. 1990.** Stability of giant sand waves in eastern Long Island Sound, U.S.A. *Marine Geology*, 91: 207-225.
- Ferret, Y. 2007a.** Morphodynamique des dunes sous-marines. Synthèse bibliographique. Rapport trimestriel T1, Contrat de Recherche SHOM (CA/2006/03/CMO). 16 pp.
- Ferret, Y. 2007b.** Evolution bathymétrique de la limite occidentale du prisme picard : échelles pluri-décennale à pluri-annuelle. Rapport trimestriel T2, Contrat de Recherche SHOM (CA/2006/03/CMO). 19 pp.
- Ferret, Y. 2007c.** Etat d'avancement des missions océanographiques au large de Dieppe en 2007. Objectifs et données acquises. Rapport trimestriel T3, Contrat de Recherche SHOM (CA/2006/03/CMO). 16 pp.
- Ferret, Y. 2008a.** Influence des organismes vivants sur la structuration et la dynamique sédimentaire des fonds marins. Synthèse bibliographique. Rapport trimestriel T4, Contrat de Recherche SHOM (CA/2006/03/CMO). 15 pp.
- Ferret, Y. 2008b.** Dynamique des dunes sous-marines en Manche Orientale : étude de l'architecture interne. Rapport trimestriel T5, Contrat de Recherche SHOM (CA/2006/03/CMO). 22 pp.
- Ferret, Y. 2008c.** Nature et morphologie des fonds marins au large de Dieppe. Rapport trimestriel T6, Contrat de Recherche SHOM (CA/2006/03/CMO). 26 pp.
- Ferret, Y. 2009a.** Etat d'avancement du traitement des données acquises au large de Dieppe en 2007 et 2008. Rapport trimestriel T8, Contrat de Recherche SHOM (CA/2006/03/CMO). 22 pp.
- Ferret, Y. 2009b.** Etude de la dynamique de dunes sous-marines en milieu sous-saturé. Large de Dieppe, Manche orientale. Rapport d'étude SHOM. 115 pp.
- Ferret, Y., Le Bot, S., Blanpain, O., Lafite, R. and Garlan, T. 2010a.** Influence of tides and waves on sediment fluxes and dune migration. Example from the English Channel. *18th International Sedimentological Congress, Mendoza (Argentina). 26th September – 1st October 2010*.
- Ferret, Y., Le Bot, S., Garlan, T., Tessier, B. and Lafite, R. 2008.** Complex tide-and wind-driven dune dynamics in the Eastern English Channel. Migration and internal architecture. In: Garlan T. & Best J.L. Parsons D.R. (Eds), *Marine Sandwave and River Dune Dynamics III, International Workshop, Leeds, U.K.* 121-128
- Ferret, Y., Le Bot, S., Lafite, R. and Garlan, T. 2009a.** Influence de la marée et de la houle sur les flux sédimentaires. Exemple des dunes du prisme picard. *12ème Congrès de l'ASF, Rennes. 25-31 Octobre 2009*.
- Ferret, Y., Le Bot, S., Tessier, B., Garlan, T. and Lafite, R. 2010b.** Migration and internal architecture of marine dunes in the Eastern English Channel over 14 and 56 year intervals: the influence of tides and decennial storms. *Earth Surface Processes and Landforms* 35: 1480-1493.
- Ferret, Y., Le Bot, S., Tessier, B., Garlan, T. and Lafite R. 2009b.** Migration et architecture interne de dunes tidales en manche orientale. Influence des tempêtes décennales ? *12ème Congrès de l'ASF, Rennes. 25-31 Octobre 2009*.
- Flemming, B.W. 1980.** Sand transport and bedform patterns on the continental shelf between Durban and Port Elizabeth (Southeast African continental margin). *Sedimentary Geology*, 26: 179-205.
- Flemming, B.W. 1988.** Zur Klassifikation Subaquatischer, Strömungstransversaler Transportkörper. *Boch. Geol. Geotech. Arb.*, 29: 44-47.

- Flemming, B.W. 2000a.** On the dimensional adjustment in response to changing flow conditions: a conceptual process model. In: Trentesaux A. & Garlan T. (Eds), *Marine Sandwave Dynamics, Lille, France*. 61-67
- Flemming, B.W. 2000b.** The role of grain size, water depth and flow velocity as scaling factors controlling the size of subaqueous dunes. . In: A. & Garlan Trentesaux, T. (Eds), *Marine Sandwave Dynamic, International Workshop, Université de Lille 1*. 55 - 60.
- Francken, F., Wartel, S., Parker, R. and Taverniers, E. 2004.** Factors influencing subaqueous dunes in the Scheldt Estuary. *Geo-Marine Letters*, 24(1): 14-21.
- Fries, J.S., Butman, C.A. and Wheatcroft, R.A. 1999.** Ripple formation induced by biogenic mounds. *Marine Geology*, 159: 287-302.

G

- Garlan, T. 2004.** Apports de la modélisation dans l'étude de la sédimentation marine récente. Mémoire de HDR, Université de Lille. 181 pp.
- Gentil, F. and Cabioch, L. 1997.** Carte des peuplements macrobenthiques de la Baie de Seine et Manche centrale sud. Notice explicative de la carte.
- Gratiot, N., Anthony, E.J., Garell, A., Gaucherel, C., Proisy, C. and Wells, J.T. 2008.** Significant contribution of the 18.6 year tidal cycle to regional coastal changes. *Nature Geoscience*: 169 – 172.
- Grochowski, N.T.L., Collins, M.B., Boxall, S.R., Salomon, J.C., Breton, M. and Lafite, R. 1993.** Sediment transport pathways in the Eastern English Channel. *Oceanologica Acta*, 16(5-6): 531-537.
- Guegueniat, P., du Bois, P.B., Salomon, J.C., Masson, M. and Cabioch, L. 1995.** FLUXMANCHE radiotracers measurements: A contribution to the dynamics of the English Channel and North Sea. *Journal of Marine Systems*, 6(5-6): 483-494.
- Guillén, J., Soriano, S., Demestre, M., Falqués, A., Palanques, A. and Puig, P. 2008.** Alteration of bottom roughness by benthic organisms in a sandy coastal environment. *Continental Shelf Research*, 28: 2382-2392.
- Guillou, N. 2007.** Rôles de l'hétérogénéité des sédiments de fond et des interactions houle-courant sur l'hydrodynamique et la dynamique sédimentaire en zone subtidale. Applications en Manche orientale et à la pointe de la Bretagne. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale. 410 pp.

H

- Harvey, J.G. 1966.** Large sand waves in the Irish Sea. *Marine Geology*, 4(1): 49-55.
- Herget, J. and Carling, P.A. 2004.** Review on large scale gravel dunes caused by Pleistocene ice-dammed lake outburst floods. In: Garlan T. & Best J.L. Parsons D.R. (Eds), *Marine Sandwave and River Dune Dynamics II, International Workshop, University of Twente, The Netherlands*. 96-101
- His, E. 2005.** Caractérisation morpho-sédimentaire et dynamique des fonds marins d'une zone d'extraction de granulats (Dieppe). Mise en évidence des impacts. Mémoire de stage de Master 2 recherche, Université de Rouen. 52 pp.
- Hurrell, J.W. 1995.** Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperature and precipitation. *Science*, 269: 676 - 679.

I

- Idier, D. 2003.** Dynamique des dunes de sable sous-marines : exploitation de la campagne de mesures Permod en Mer du Nord méridionale (Pas-de Calais). Rapport SHOM. 86 pp.
- Idier, D. and Astruc, D. 2004.** Mechanisms of megaripple generation : from dunes to megaripples. In: Garlan T. & Idier D. Hulscher J.M.H (Eds), *Marine Sandwave and River Dune Dynamics, International workshop., Enschede, the Netherlands*.
- Idier, D., Ehrhold, A. and Garlan, T. 2002.** Morphodynamique d'une dune sous-marine du Détroit du Pas de Calais. *Comptes Rendus Geosciences*, 334(15): 1079-1085.

J

- James, J.W.C. 2008.** Sand wave morphology and development in the Outer Bristol channel (OBel) Sand. In: Garlan T. & Best J.L. Parsons D.R. (Eds), *Marine Sandwave and River Dune Dynamics III, International Workshop, Leeds, U.K.* 163-170
- James, J.W.C., Cogan, R.A., Blyth-Skyrme, V.J., Morando, A., Birchenough, S.N.R., Bee, E., Limpenny, D.S., Verling, E., Vanstaen, K., Pearce, B., Johnston, C.M., Rocks, K.F., Philpott, S.L. and Rees, H.L. 2007.** The Eastern English Channel Marine Habitat Map. CEFAS. 191pp.

- Jeannot, A. 2009.** Caractérisation des communautés benthiques associés aux corps sédimentaires au large de Dieppe. Analyse des relations entre le benthos et habitats physiques. Rapport de Master 1, Université de Rouen. 49 pp.
- Joimel, S. 2010.** Communautés benthiques des dunes et bancs sableux au large de Dieppe : Caractérisation et relation avec l'habitat physique. Rapport de Master 1, 34 pp.

K

- Kenyon, N.H. 1970.** Sand ribbons of european tidal seas. *Marine Geology*, 9: 25-39.
- Kleinhans, M.G., Passchier, S. and van Dijk, T. 2004.** The origin of megaripples, long wave ripples and Hummocky Cross-Stratification in the North Seain mixed flows. In: Garlan T. & Idier D. Hulscher J.M.H (Eds), *Marine Sandwave and River Dune Dynamics II, International Workshop, University of Twente, The Netherlands*. 142-151
- Kleinhans, M.G. and Van Rijn, L.C. 2002.** Stochastic prediction of sediment transport in sand-gravel bed rivers. *Journal of Hydraulic Engineering-ASCE*, 128: 412-425.
- Klován, J.E. 1966.** The use of factor analysis in determining depositional environments from grain-size distributions. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36(1): 115-125.
- Knaapen, M.A.F. 2004.** Measuring sand wave migration in the field. Comparison of different data sources and an error analysis. In: Garlan T. & Idier D. Hulscher S.J.M.H (Eds), *Marine Sandwave and River Dune Dynamics II, International Workshop, University of Twente, The Netherlands*. 152-159
- Kostaschuck, R., Blair, J., Villard, P. and Best, J. 2004.** Morphological response of estuarine subtidal dunes to flow over a semi-diurnal tidal cycle: Fraser River, Canada. In: Garlan T. & Idier D. Hulscher S.J.M.H (Eds), *Marine Sandwave and River Dune Dynamics II, International Workshop, University of Twente, The Netherlands*. 160-167
- Kostaschuck, R. and Villard, P. 1996.** Flow and sediment transport over large subaqueous dunes: Fraser River, Canada. *Sedimentology*, 43: 849-863.

L

- Labat, D., Ronchail, J. and Guyot, J.L. 2005.** Recent advances in wavelet analyses: Part 2 - Amazon, Parana, Orinoco and Congo discharges time scale variability. *Journal of Hydrology*, 314: 289-311.
- Lafite, R. 2001.** Impact de la dynamique tidale sur les transferts des sédiments fins. Université de Rouen. 80 pp.
- Lafite, R., Dupont, J.-P. and Lamboy, M. 1985a.** Contribution de l'étude des suspensions à la compréhension des mécanismes hydrosédimentaires estuariens en littoraux en Manche centrale et orientale. In: IFREMER (Eds), *La Baie de Seine (GRECO-MANCHE)*, Université de Caen. 145-154
- Lafite, R., Dupont, J.-P. and Lamboy, M. 1985b.** Stratégie d'étude des suspensions mise en oeuvre en baie de Seine. In: IFREMER (Eds), *La Baie de Seine (GRECO-MANCHE)*, Université de Caen. 135-144
- Langhorne, D.N. 1982.** A study of the dynamics of a marine sandwave. *Sedimentology*, 29(4): 571-594.
- Lankneus, J. and de Moor, G. 1991.** Present-day evolution of sandwaves on a sandy shelf bank. In: (Eds), *Oceanologica Acta, International Colloquium on the environment of epicontinental seas Lille*. 123-127
- Larsonneur, C., Vaslet, D. and Auffret, J.P. 1978.** Les sédiments superficiels de la Manche. *Cnexo-BRGM*.
- Le Bot, S. 2001.** Morphodynamique de dunes sous-marines sous influence des marées et des tempêtes. Processus hydro-sédimentaires et enregistrement. Exemple du Pas-de-Calais. Thèse de doctorat, Université de Lille. 300 pp.
- Le Bot, S., Lafite, R., Fournier, M., Baltzer, A. and Desprez, M. 2010.** Morphological and sedimentary impacts and recovery on a mixed sandy to pebbly seabed exposed to marine aggregate extraction (Eastern English Channel, France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 89(3): 221-233.
- Le Bot, S. and Trentesaux, A. 2004.** Types of internal structure and external morphology of submarine dunes under the influence of tide- and wind-driven processes (Dover Strait, northern France). *Marine Geology*, 211(1-2): 143-168.
- Le Bot, S., Trentesaux, A., Garlan, T., Berne, S. and Chamley, H. 2000.** Influence des tempêtes sur la mobilité des dunes tidales dans le détroit du Pas-de-Calais. *Oceanologica Acta*, 23(2): 129-141.
- Le Hir, P. 1996.** Aide mémoire de dynamique sédimentaire. IFREMER. 46 pp.
- Lebart, L., Morineau, A. and Piron, M. 1995.** Statistique exploratoire multidimensionnelle. 2ème cycle, Paris, 439 pp.
- Li, M.Z. and Amos, C.L. 1995.** SEDTRANS92: A sediment transport model for continental shelves. *Computers & Geosciences*, 21(4): 533-554.
- Li, M.Z. and Amos, C.L. 1998.** Predicting ripple geometry and bed roughness under combined waves and currents in a continental shelf environment. *Continental Shelf Research*, 18(9): 941-970.

- Li, M.Z. and Amos, C.L. 2001.** SEDTRANS96: the upgraded and better calibrated sediment-transport model for continental shelves. *Computers & Geosciences*, 27(6): 619-645.
- Liu, Z., Berné, S., Saito, Y., Yu, H., Trentesaux, A., Uehara, K., Yin, P., Paul Liu, J., Li, C., Hu, G. and Wang, X. 2007.** Internal architecture and mobility of tidal sand ridges in the East China Sea. *Continental Shelf Research*, 27(13): 1820-1834.
- Lozano, I., Devoy, R.J.N., May, W. and Andersen, U. 2004.** Storminess and vulnerability along the Atlantic coastlines of Europe: analysis of storm records and of a greenhouse gases induced climate scenario. *Marine Geology*, 210(1-4): 205-225.
- Lurton, X. 1998.** Acoustique sous-marine. IFREMER. 110 pp.

M

- Malikides, M., Harris, P.T. and Tate, P.M. 1989.** Sediment transport and flow over sandwaves in a non-rectilinear tidal environment: Bass Strait, Australia. *Continental Shelf Research*, 9(3): 203-221.
- Mare, M.F. 1942.** A study of a marine benthic community with a special reference to the micro-organisms. *J. Mar. Biol. Ass. UK.*, 25: 517-554.
- Maroni, C.S. 1997.** Détermination automatique de la stratification des fonds sous-marins à l'aide d'un sondeur de sédiment. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale. 210 pp.
- McCave, I.N. 1971.** Sand waves in the North Sea off the coast of Holland. *Marine Geology*, 10: 199 - 225.
- McCave, I.N. and Langhorne, D.N. 1982.** Sand waves and sediment transport around the end of a tidal sand bank. *Sedimentology*, 29: 95-110.
- Meadows, P.S., Tait, J. and Hussain, S.A. 1990.** Effects of estuarine infauna on sediment stability and particulate sedimentation. *Hydrobiologia*, 190: 263-266.
- Mewis, P. 2004.** Are 3D morphodynamic simulations without dunes reasonable? In: Garlan T. & Idier D. Hulscher S.J.M.H (Eds), *Marine Sandwave and River Dune Dynamics II, International Workshop, University of Twente, The Netherlands*. 224-231
- Meyer-Peter, E. and Müller, R. 1948.** Formulas for bed load transport. In: (Eds), *Second International IAHR Congress, Stockholm, Sweden*.
- Morelissen, R., Hulscher, S.J.M.H., Knaapen, M.A.F., Németh, A.A. and Bijker, R. 2003.** Mathematical modelling of sand wave migration and the interaction with pipelines. *Coastal Engineering*, 48(3): 197-209.
- Mosher, D.C. and Thomson, R.E. 2000.** Massive submarine sand dunes in the eastern Juan de Fuca strait, British Columbia. In: A. & Garlan T. Trentesaux (Eds), *Marine Sandwave Dynamics, International workshop, Université de Lille*. 131-142
- Moulaert, I., Hostens, K., Hillewaert, H. and Wittoeck, J., 13 p. 2007.** Spatial variation of the macrobenthos species and communities of the Belgian Continental Shelf and the relation to environmental variation. In: (Eds), *ICES CM 2007/A:09, Helsinki, Finland*. 1-13

N

- Nelsen, T.A. 1981.** The application of Q-mode factor analysis to suspended particulate matter studies: examples from the New York bight apex. *Marine Geology*, 39: 15-31.
- Németh, A.A. 2003.** Modelling offshore sand waves. Thèse de doctorat, Univ. of Twente, The Netherlands.
- Neumeier, U., Ferrarin, C., Amos, C.L., Umgieser, G. and Li, M.Z. 2008.** Sedtrans05: An improved sediment-transport model for continental shelves and coastal waters with a new algorithm for cohesive sediments. *Computers & Geosciences*, 34(10): 1223-1242.

O

- Ogston, A.S. and Sternberg, R.W. 1999.** Sediment-transport events on the northern California continental shelf. *Marine Geology*, 154(1-4): 69-82.
- Olivier, C. 2004.** Développement d'un modèle numérique multicouche hétérométrique pour la simulation du transport sédimentaire en Manche ; détermination de l'équation de transport par des mesures en canal de laboratoire. Rapport IRSN. 98 pp.
- Oost, A.P., de Haas, H., Ijnsen, F., van den Boogert, J.M. and de Boer, P.L. 1993.** The 18.6 yr nodal cycle and its impact on tidal sedimentation. *Sedimentary Geology*, 87(1-2): 1-11.

P

- Parson, D.R., Best, J.L., Lane, S.N., Kostaschuck, R., Orfeo, O. and Hardy, R.J. 2004.** The morphology and flow fields of three-dimensional dunes, Rio Paraná, Argentina: results from simultaneous multibeam echo sounding and acoustic doppler profiling. *In: Garlan T. & Idier D. Hulscher S.J.M.H (Eds), Marine Sandwave and River Dune Dynamics II, International Workshop, University of Twente, The Netherlands.* 240-245
- Passchier, S. 2004.** Distribution, geometry and orientation of megascale bedforms on the inner shelf, coast of Holland, 52-53° N, based on echosounder data and side-scan sonar. *In: Garlan T. & Idier D. Hulscher S.J.M.H (Eds), Marine Sandwave and River Dune Dynamics II, International Workshop, University of Twente, The Netherlands.* 246-253
- Passchier, S. and Kleinhans, M.G. 2005.** Observations of sand waves, megaripples, and hummocks in the Dutch coastal area and their relation to currents and combined flow conditions. *Journal of Geophysical Research*, 110: 1-15.
- Pugh, D.T. 1987.** Tides, Surges and Mean Sea-Level. 488 pp.

R

- Reesink, A.J.H. and Bridge, J.S. 2007.** Influence of superimposed bedforms and flow unsteadiness on formation of cross strata in dunes and unit bars. *Sedimentary Geology*, 202 (1-2): 281-296.
- Reynaud, J.-Y., Tessier, B., Berne, S., Chamley, H. and Debatist, M. 1999.** Tide and wave dynamics on a sand bank from the deep shelf of the Western Channel approaches. *Marine Geology*, 161(2-4): 339-359.
- Rogers, J.C. 1984.** The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, 112: 1999-2015.
- Ropert, M. 1999.** Caractérisation et déterminisme du développement d'une population de l'Annélide tubicole *Lanice conchilega* (Pallas, 1766) associé à la conchyliculture en Baie des Veys (Baie de Seine Occidentale). Thèse, Muséum d'Histoire Naturelle. 181 pp.
- Ropert, M. and Dauvin, J.C. 2000.** Renewal and accumulation of a *Lanice conchilega* (Pallas) population in the baie des Veys, western Bay of Seine. *Oceanologica Acta*, 23: 529-546.
- Rowden, A.A., Jago, C.F. and Jones, S.E. 1998.** Influence of benthic macrofauna on the geotechnical and geophysical properties of surficial sediment, North Sea. *Continental Shelf Research*, 18: 1347-1363.
- Rubin, D.M. and McCulloch, D.S. 1980.** Single and superimposed bedforms: a synthesis of San Francisco Bay and flume observations. *Sedimentary Geology*, 26: 207-231.

S

- Salomon, J.C. and Breton, M. 1991.** Courants résiduels de marée en Manche. *Oceanologica Acta*, Sp. 11(Proceedings of the international Colloquium on the environment of epicontinental seas): 47-53.
- Salomon, J.C. and Breton, M. 1993.** An atlas of long-term currents in the English Channel. *Oceanologica Acta*, 16(5-6): 439 - 448.
- Sanvicente-Anorve, L., Lepretre, A. and Davoult, D. 2002.** Diversity of benthic macrofauna in the eastern English Channel: comparison among and within communities. *Biodiversity and Conservation*, 11: 265-282.
- Saporta, G. 1990.** Probabilités, analyse des données et statistique. *Technip, Paris*, 495 pp.
- Schmith, T., Kaas, E. and Li, T.S. 1998.** Northeast Atlantic winter storminess 1875 – 1995 re-analysed. *Climate Dynamics*, 14: 529 – 536.
- Seiderer, L.J. and Newell, R.C. 1999.** Analysis of the relationship between sediment composition and benthic community structure in coastal deposits: implications for marine aggregate dredging. *ICES Journal of Marine Science*, 56: 757-765.
- Shannon, C.E.A. 1948.** Mathematical Theory of Communication. *Bell System Technical Journal*, 27: 379-423.
- SHOM. 1968.** Courants de marée dans la Manche et sur les côtes françaises de l'Atlantique. 550 pp.
- Simon, B. 2007.** La marée océanique côtière. 422 pp.
- Soulsby, R. 1997.** Dynamics of marine sand. *Thomas Telford*, 272 pp.
- Soulsby, R.L. and Damgaard, J.S. 2005.** Bedload sediment transport in coastal waters. *Coastal Engineering*, 52(8): 673-689.
- Soulsby, R.L. and Whitehouse, R.J.S. 1997.** Threshold of sediment motion in coastal environments. *Proc. Pacific Coasts and Ports '97 Conf. Christchurch*, 1: 149 - 154.
- Stolk, A. 2000.** Variation of sedimentary structures and grain size over sandwaves. *In: A. & Garlan Trentesaux, T. (Eds), Marine Sandwave Dynamics, International Workshop, Université de Lille I.* 199-200

T

- Terwindt, J.H.J. 1971.** Sand waves in the southern Bight of the North Sea. *Marine Geology*, 10: 51-67.
- Tessier, B., Corbau, C., Chamley, H. and Auffret, J. 1997.** Internal structure of shoreface banks revealed by high-resolution reflection in a macrotidal environment (Dunkerque area, northern France). *Journal of Coastal Research*, 15: 593-606.
- Tonnon, P.K., van Rijn, L.C. and Walstra, D.J.R. 2007.** The morphodynamic modelling of tidal sand waves on the shoreface. *Coastal Engineering*, 54(4): 279-296.
- Trentesaux, A. and Malengros, D. 2008.** Uncommonly-deep giant dunes offshore the Moroccan Atlantic Coast. In: Garlan T. & Best J.L. Parsons D.R. (Eds), *Marine Sandwave and River Dune Dynamics III, International Workshop, Leeds, U.K.* 297-300
- Trentesaux, A., Stolk, A. and Berne, S. 1999.** Sedimentology and stratigraphy of a tidal sand bank in the southern North Sea. *Marine Geology*, 159(1-4): 253-272.
- Twichell, D.C. 1973.** Bedform distribution and inferred sand transport on George Bank, United States Atlantic continental shelf. *Sedimentology*, 30: 695-710.

U

- Uncles, R.J. 2002.** Estuarine physical processes research : some recent studies and progress. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 55: 829-856.

V

- van der Scheer, P., Ribberink, J.S. and Blom, A. 2002.** transport formulas for graded sediment. Civil Engineering. 141 pp.
- van der Werf, J.J., Ribberink, J.S., O'Donoghue, T. and Doucette, J.S. 2006.** Modelling and measurement of sand transport over full-scale ripples in oscillatory flow. *Coastal Engineering*, 53: 657-673.
- van Landeghem, K.J.J., Wheeler, A.J., Mitchell, N.C. and Sutton, G. 2009.** Variations in sediment wave dimensions across the tidally dominated Irish Sea, NW Europe. *Marine Geology*, 263(1-4): 108-119.
- van Maren, D.S. 1998.** Sand waves. A state-of-the-art review and bibliography. North Sea directorate, Ministry of transport, Public Works and Water Management. 119 pp.
- Van Rijn, L.C. 1984.** Sediment transport, part I: bed load transport. *J. Hydraul. Eng.*, 110(10): 1431-1456.
- Van Rijn, L.C. 1993.** Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas. *Amsterdam: Aqua publications*
- Vicaire, O. 1991.** Dynamique hydro-sédimentaire en Mer du Nord méridionale (du Cap Blanc-Nez à la frontière belge). Thèse de doctorat, Université de Lille. 255 pp.
- Villaret, C. 2003.** Intercomparaison des formules de transport solide. Programme Biparti 2001. EDF R&D ; LNHE. 47 pp.

W

- Warwick, R.M. 1984.** Species size distribution in marine benthic communities. *Oecologia*, 61: 32-39.
- Watt, J.V. 2007.** Seabed Classification – A New Layer for the Marine GIS. Workshop QTC - Quester Tangent. 9 p.
- Weber, N. 2004.** Morphologie, architecture des dépôts, évolution séculaire et millénaire du littoral charentais. Apports de la sismique réflexion combinée à des suivis bathymétriques et validée par des vibrocarottages. Thèse de doctorat, Université de La Rochelle, 308 pp.
- Weber, N. and Chaumillon, E. 2004.** Long term evolution of sandwaves in estuaries illustrated by active, intermediate and moribund sandwaves of the french atlantic coast. In: Garlan T. & Idier D. Hulscher S.J.M.H (Eds), *Marine Sandwave and River Dune Dynamics II, International Workshop, University of Twente, The Netherlands.* 314-321
- Weber, N., Chaumillon, E., Tesson, M. and Garlan, T. 2004.** Architecture and morphology of the outer segment of a mixed tide and wave-dominated-incised valley, revealed by HR seismic reflection profiling: the paleo-Charente River, France. *Marine Geology*, 207(1-4): 17-38.
- Weihua, L., Cheng, H.-Q., Jiufa, L. and Ping, D. 2008.** Temporal and spatial changes of dunes in the Changjiang (Yangtze) estuary, China. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 77(1): 169-174.
- Weill, P., Mouazé, D., Tessier, B. and Brun-Cottan, J.C. 2010.** Hydrodynamic behaviour of coarse bioclastic sand from shelly cheniers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35: 1642-1654.
- Wells, J.T. and Lüdwick, J.C. 1974.** Application of multiple comparisons to grain-size on sand waves. *J. Sediment. Petrology*, 44(4): 1029-1036.

- Wever, T.F. 2004.** Bedforms and bedform migration: a data review. *In: Garlan T. & Idier D. Hulscher S.J.M.H (Eds), Marine Sandwave and River Dune Dynamics II, International Workshop, University of Twente, The Netherlands. 330-337*
- Wheatcroft, R.A. 1994.** Temporal variation in bed configuration and one-dimensional bottom roughness at the mid-shelf STRESS site. *Continental Shelf Research, 14((10-11))*: 1167-1190.
- Whitehouse, R.J.S., Damgaard, J.S. and Langhorne, D.N. 2000.** Sandwaves and seabed engineering ; the application to submarine cables. *In: Trentesaux A. & Garlan T. (Eds), Marine Sandwave Dynamics, International workshop., Université de Lille. 227-234*
- Wiberg, P.L., Drake, D.E., Harris, C.K. and Noble, M. 2002.** Sediment transport on the Palos Verdes shelf over seasonal to decadal time scales. *Continental Shelf Research, 22(6-7)*: 987-1004.
- Widdows, J., Brown, S., Brinsley, M.D., Salkeld, P.N. and Elliot, M. 2000.** Temporal changes in intertidal sediment erodability : influence of biological and climatic factors. *Continental Shelf Research, 20*: 1275-1289.
- Wilcock, P.R. and Crowe, J.C. 2003.** Surface-based transport model for mixed-size sediment. *Journal of Hydraulic Engineering-ASCE, 129*: 120-128.
- Wilcock, P.R. and Kenworthy, S.T. 2002.** A two-fraction model for the transport of sand/gravel mixtures. *Water Resources Research, 38(10)*: 1-12.
- Wilcock, P.R., Kenworthy, S.T. and Crowe, J.C. 2001.** Experimental study of the transport of mixed sand and gravel. *Water Resources Research(37)*: 3349-3358.
- Wilcock, P.R. and Mc Ardell, B.W. 1993.** Surface-based fractional transport rates : Mobilization thresholds and partial transport of a sand-gravel sediment. *Water Resources Research, 29*: 1297-1312.
- Wright, L.D., Friedrichs, C.T. and Hepworth, D.A. 1997.** Effects of benthic biology on bottom boundary layer processes, Dry Tortugas Bank, Florida Keys. *Geomarine Letters, 17*: 291-298.
- Wu, W., Wang, S.S.Y. and Jia, Y. 2000.** Non-uniform sediment transport in alluvial rivers. *Journal of Hydraulic Research, 38*: 427-434.

Y

- Yalin, M.S. 1963.** An expression for bedload transportation. *J. Hydraul. Div., Proc. ASCE*: 221 - 250.
- Yalin, M.S. 1964.** Geometrical properties of sand waves. *Proc. Am. Soc. Civil Engrs. J. Hydraul. Div, 90*: 105 - 119.
- Yalin, M.S. 1977.** Mechanic of sediment transport. Oxford : Pergamon Press, pp. 298.

LISTE DES FIGURES

Figure I.1 : Caractéristiques morphologiques des dunes sous-marines. A- Paramètres transversaux (dune vue en coupe verticale). B. Paramètres longitudinaux (dune vue de dessus).....	10
Figure I.2 : Relations entre l'amplitude Δs (H) et la longueur d'onde λ des dunes. (van Landeghem <i>et al.</i> , 2009).....	12
Figure I.3 : Symétrie des dunes.	13
Figure I.4 : Classification des dunes selon la sinuosité de leur crête : dunes bidimensionnelles (A et B) ou tridimensionnelles (C et D). (modifié d'après Berné <i>et al.</i> , 1989)	14
Figure I.5 : Différentes configurations des champs de dunes. (Cartier, 2008, d'après Garlan, 2004)	16
Figure I.6 : Mégarides surimposées à des dunes sous-marines dans le Sud de la Mer du Nord. (McCave & Langhorne, 1982).....	17
Figure I.7 : Principales formes sédimentaires en fonction du régime d'écoulement unidirectionnel. (Chamley, 1987).	18
Figure I.8 : Amplitude et longueur d'onde des dunes en fonction de la taille du sédiment (Flemming, 2000b)... ..	19
Figure I.9 : Diagramme de stabilité et d'amplitude des dunes en fonction de la vitesse du courant, de la granulométrie du sédiment et de la profondeur d'eau (Rubin & McCulloch, 1980).	21
Figure I.10 : Principaux corps sédimentaires façonnés par les courants de marée en fonction de la vitesse des courants et du disponible sédimentaire (a : fort ; b : faible) (Belderson <i>et al.</i> , 1982).	22
Figure I.11 : Composantes du courant tidal agissant sur une petite perturbation topographique du fond marin (a) et cellules de circulation mises en place sous l'effet de l'interaction entre courant et morphologie (b) (Allen, 1980a; Allen, 1980b).	24
Figure I.12 : Profils de vitesse à l'aplomb d'une dune, dans le cas d'un courant unidirectionnel (a) ; Profils de vitesse moyennés sur le temps (résiduels) au niveau des flancs d'une dune, dans le cas de courants tidaux alternatifs (b) (Tonnon <i>et al.</i> , 2007).	25
Figure I.13 : Principaux modes de transport des particules indépendantes (d'après Leeder, 1982, in Chamley, 1987).	26
Figure I.14 : Dynamique des mégarides surimposées à une dune hôte : impact sur l'évolution de la dune (d'après Idier <i>et al.</i> , 2004, modifié)	28
Figure I.15 : Relation entre la hauteur des dunes géantes et leur vitesse moyenne de migration, Mer du Nord (Garlan, 2004, d'après Le Bot, 2001)	30
Figure I.16 : Régimes tidaux et modèles de structure interne de dunes (Allen, 1980b).	33
Figure I.17 : Exemple d'organisation interne d'une dune asymétrique en cosets observée par Berné (1991).	34
Figure I.18 : Types de structures internes et morphologies externes des dunes sous-marines en fonction de l'asymétrie et de l'intensité des courants tidaux (axe horizontal) et de l'intensité des courants induits par le vent (axe vertical) (Le Bot, 2001).	35
Figure I.19 : Bathymétrie de la Manche et localisation de la zone d'étude. (Données ETOPO).....	36
Figure I.20 : Carte des marnages en Manche en vive-eau moyenne issue du modèle Télémac (EDF-DRD, in SHOM, 2000).	37

Figure I.21 : Distribution en surface des vitesses maximales des courants tidaux (m.s^{-1}) en Manche. (Larsonneur <i>et al.</i> , 1982)	38
Figure I.22 : Trajectoires résiduelles lagrangiennes issues de modélisation hydrodynamique (modèle MARS, Bailly du Bois & Dumas, 2005).....	39
Figure I.23: Roses des vents mesurés à Dieppe entre 1978 et 2006.....	40
Figure I.24 : Caractéristiques de la houle au large de Dieppe sur la période de 1979 à 2002 (données ANEMOC, point Coast-3506).....	42
Figure I.25 : Estimation du fetch au niveau de la zone d'étude.	43
Figure I.26 : Répartition des sédiments superficiels en Manche et gradients d'affinement sédimentaires (Larsonneur <i>et al.</i> , 1978).....	44
Figure I.27 : Cadre morpho-sédimentaire de la zone d'étude.	45
Figure I.28: Compilation de cartes d'habitats (typologie EUNIS) en Manche orientale.....	48
Figure I.29 : Exemple de sonogramme (ALABTR06, Juin 2006), d'un prélèvement sédimentaire (a ; MOSAG07, Juillet 2007) et d'extraits issus de vidéo sous-marine (b & c ; ALBATR06, Juin 2006) réalisés sur un secteur couvert de dunes sous-marines.	53
Figure I.30 : Caractéristiques du fond marin influençant la forme de l'écho (Watt, 2007).	55
Figure I.31 : Localisation des levés bathymétriques utilisés dans cette étude.....	58
Figure I.32 : Localisation des travaux réalisés pour caractériser la couverture sédimentaire (Sonar, Vidéo, prélèvements).	60
Figure I.33 : Localisation des profils sismiques et des mouillages de courantomètres (C1,C2 & C3 : profileurs ; Ca & Cb : ponctuels) réalisés lors de cette étude.	61
Figure I.34 : Exemple de courbes de biais bathymétriques en fonction de l'angle d'incidence du signal (fonction du numéro de faisceau).	63
Figure I.35 : Méthodologie synthétique de la calibration sonar à l'aide des prélèvements sédimentaires.....	64
Figure I.36 : Exemple d'analyse en ondelettes.	68
Figure II.1 : Localisation des courantomètres déployés durant les campagnes MOSAG07 et MOSAG08.	73
Figure II.2 : Caractéristiques hydrodynamiques enregistrées pendant la campagne MOSAG07.....	75
Figure II.3 : Caractéristiques météorologiques et hydrodynamiques enregistrées pendant la campagne MOSAG08.	76
Figure II.4 : Vitesse horizontale (moyennée sur la profondeur d'eau) maximale atteinte en flot et en jusant, en fonction des coefficients de marée et de la localisation des courantomètres.	77
Figure II.5 : Vitesse et direction des courants de marée moyennés sur la profondeur d'eau dans la zone d'étude.....	78
Figure II.6 : Rapports des vitesses des pointes de flot sur les pointes de jusant au cours des campagnes MOSAG07 et MOSAG08 (exprimés en pourcentages).	80
Figure II.7 : Vecteurs cumulés de courant réalisés sur les vitesses horizontales moyennées sur la verticale mesurées lors de MOSAG07 (C1 & C2) et MOSAG08 (Ca, C3 & Cb).	82
Figure II.8 : Comparaison des résultats issus du modèle MARS 2DH et des mesures de l'ADP (Courantomètre C1, Figure II.1)	85
Figure II.9 : Localisation des crêtes de dunes au large de Dieppe.	86
Figure II.10: Bathymétrie et nature des fonds de la zone d'étude (Données SHOM, 1993).....	87

Figure II.11 : Carte bathymétrique de la zone d'étude construite à partir des données mono-faisceau et multi-faisceaux acquises respectivement en 1993 (données SHOM ; maille MNT : 50 m) et lors des missions MOSAG07 et MOSAG08 (maille MNT : 4 m).	89
Figure II.12 : Résultats de l'ACP réalisée sur les variables morphologiques : espaces des variables et des individus confondus.	92
Figure II.13 : Zooms extraits de la carte bathymétrique illustrant les différents types de dunes observées sur la zone d'étude.....	94
Figure II.14 : Géométrie des dunes observées sur la zone d'étude et corrélations statistiques entre leur hauteur et la distance crête – crête. Comparaison à des corrélations issues de la littérature.	97
Figure II.15 : Géométrie des dunes observées sur la zone d'étude et relations entre la profondeur d'eau et leur hauteur. Comparaison à des corrélations issues de la littérature.	99
Figure II.16 : Géométrie des dunes observées sur la zone d'étude et corrélations statistiques entre la profondeur d'eau et leur longueur d'onde ou leur largeur. Comparaison à des corrélations issues de la littérature.	100
Figure II.17 : Localisation des prélèvements sédimentaires.....	102
Figure II.18: Totalité des échantillons (croix noires) placés dans le diagramme triangulaire de type Folk (1954) (A) et courbes granulométriques cumulatives des échantillons localisés sur laFigure II.17 (B).	103
Figure II.19 : Interprétation et extraits des mesures de vidéo sous-marine réalisées dans le secteur Nord – Ouest (ALBATR06, Juin 2006).	104
Figure II.20 : Répartition spatiale des paramètres statistiques calculés à partir des courbes granulométriques. A : Moyenne ; B : Tri.....	105
Figure II.21 : Evolution des pourcentages relatifs des fractions granulométriques de graviers (A), sables moyens à grossiers (B) et sables fins (C).	106
Figure II.22 : Dendrogramme ou classification ascendante hiérarchique des 33 dunes, basée sur les paramètres sédimentaires.....	108
Figure II.23 : Résultats de l'ACP réalisée sur les variables granulométriques : espaces des variables et des individus confondus.	109
Figure II.24 : Localisation des boîtes étudiées et évolution des paramètres statistiques granulométriques à l'échelle des dunes.....	112
Figure II.25 : Exemples de fractions granulométriques observées à la loupe binoculaire (Echantillon S1).	114
Figure II.26 : Nature des particules sédimentaires d'un sédiment grossier (S1) et d'un sédiment fin (CS64), situés respectivement dans les secteurs Ouest et Nord – Est (Localisation Figure II.17).	115
Figure II.27 : Les 7 principaux faciès acoustiques observés sur la zone d'étude.....	118
Figure II.28 : Mosaïque sonar, non interprétée, acquise lors de MOSAG07 (A) et interprétation en termes de faciès acoustiques (B).	119
Figure II.29 : Calibration des faciès acoustiques grâce aux données sédimentaires.	121
Figure II.30 : Histogrammes et répartitions spatiales des valeurs de E1 (rugosité) et E2 (dureté).....	124
Figure II.31 : Carte morpho-sédimentaire de la zone d'étude issue des campagnes ALBATR06, MOSAG07 et ALBATR07.....	126
Figure II.32 : Localisation des prélèvements bio-sédimentaires dans les secteurs Ouest (Boîte A), Centre (Boîte B) et Nord – Est (Boîte D), et profils bathymétriques associés.....	128

Figure II.33 : Exemples d'espèces benthiques identifiées sur la zone d'étude.	130
Figure II.34 : Résultats de l'AFC réalisée sur les données d'abondance du benthos : espaces des variables et des individus confondus.	131
Figure II.35 : Evolution de l'abondance relative par groupe faunistique et de la granulométrie associée, le long du gradient Ouest - Est.	133
Figure II.36 : Résultats de l'AFC effectuée sur les données d'abondance de la dune 23 (Secteur Ouest, Boîte A).	137
Figure II.37 : Résultats des AFC effectuées sur les données d'abondance de : A) la dune 60 (Secteur Centre, Boîte B) et B) la dune 102 (secteur Nord-Est, Boîte D).	138
Figure II.38 : Evolution de l'abondance relative par groupe faunistique en fonction de la position sur la dune 102 (secteur Nord-Est, Boîte D).	139
Figure II.39 : Décomposition de la variabilité totale de l'AFC basée sur les abondances.	140
Figure II.40 : Matrice graphique des coefficients de corrélation issue d'une co-inertie entre les groupes des variables morphologiques et le groupe de variables sédimentaires.	145
Figure II.41 : Analyse Factorielle Multiple (AFM) sur 33 dunes, basée sur 3 groupes de variables : morphologiques (rouge), sédimentaires (vert) et environnementales (bleu)	147
Figure II.42 : AFM basée sur les variables morphologiques, sédimentaires et environnementales. Espace des individus selon les dimensions 1 et 2.	148
Figure II.43 : Evolutions de l'abondance (A) et de la richesse spécifique (B) en fonction du D50 pour les secteurs Ouest (Boîte A), Centre (Boîte B) et Nord-Est (Boîte D).	150
Figure III.1 : Vitesse de cisaillement au fond en fonction du diamètre des grains, déterminée à partir de mesures expérimentales (d'après Brown <i>et al.</i> , 1989).	158
Figure III.2 : Influence des vagues sur le profil de courants (Van Rijn, 1993).	162
Figure III.3 : Seuil de mise en mouvement des sédiments. Abaque de Shields.	164
Figure III.4 : Illustration schématisée des phénomènes de masquage et d'exposition (De Linares, 2007).	164
Figure III.5 : Schéma définissant le taux de transport sédimentaire (Soulsby, 1997).	165
Figure III.6 : Comparaison des flux sédimentaires calculés à partir des mesures hydrodynamiques acquises par le courantmètre C2 (secteur Est, MOSAG07) en fonction de la formulation utilisée (Van Rijn, 1984; Yalin, 1963 ; Wu <i>et al.</i> , 2000 ; Wilcock & Crowe, 2003).	171
Figure III.7 : Courbe granulométrique du sédiment présent au niveau du courantmètre C1 (MOSAG07, Localisation en Figure III.11) et identification de ses modes granulométriques.	173
Figure III.8 : Flux sédimentaires instantanés calculés en considérant le D50 du sédiment du courantmètre C1 (Figure III.11) et chacun de ses modes, sur un cycle semi-diurne de : A. ME (Coeff. 50) ; B. marée moyenne (Coeff. 68) ; C. VE (Coeff. 93).	174
Figure III.9 : Flux sédimentaires instantanés calculés sur un cycle semi-diurne de VE (coeff. 93) : comparaison des calculs sur granulométrie homogène (Flux D_{50}) et sur granulométrie étendue (Flux par classe granulométrique).	176
Figure III.10 : Influence de la houle sur la mobilité du fond. U^* en fonction de la vitesse du courant enregistrée à 2 m au-dessus du fond par le courantmètre C1, et en fonction des conditions de houle.	177

Figure III.11 : Localisation des courantomètres déployés et des prélèvements sédimentaires réalisés lors des campagnes MOSAG07, ALBATR07 et MOSAG08.	178
Figure III.12 : Granularité du fond et vitesse de frottement critique associée.....	179
Figure III.13 : Estimation des coefficients de marée minimums nécessaires à la mise en mouvement du sédiment. Seul le forçage tidal est considéré lors des pointes de flot.	180
Figure III.14 : Fonction de répartition des coefficients de marée entre 2001 et 2007.	181
Figure III.15 : Pourcentage des marées, sur un an, au cours desquelles les grains sont mobilisés par (A) les pics de flot et (B) les pics de jusant.	182
Figure III.16 : Seuils de mise en mouvement des particules en fonction des coefficients de marée, de la hauteur significative de la houle et de la granulométrie (D50).	184
Figure III.17 : Synthèse des caractéristiques des courants tidaux et des sédiments prélevés, au niveau des courantomètres (secteurs Ouest, Centre et Nord-Est).	186
Figure III.18 : Proportions des différentes classes granulométriques dans les secteurs Ouest, Centre et Nord-Est. Granulométrie des sédiments prélevés au niveau des courantomètres.	187
Figure III.19 : Flux sédimentaires instantanés dans le secteur Ouest à l'échelle d'un cycle mortes-eaux / vives-eaux. Calculs réalisés à partir des mesures courantologiques acquises par le courantomètre C1 en 2007 (MOSAG07, Localisation en Figure III.11).	190
Figure III.20 : Flux sédimentaires instantanés dans les secteurs Est (Haut) et Nord-Est (Bas), à l'échelle d'un cycle mortes-eaux / vives-eaux.	191
Figure III.21 : Flux sédimentaires cumulés déduits des formules de Van Rijn (1984) et de Wu <i>et al.</i> (2000), à partir des mesures de courant acquises lors de MOSAG07 et MOSAG08, dans les secteurs Ouest (courantomètre C1), Centre (courantomètre Ca) et Nord – Est (courantomètres C3 et Cb).	193
Figure III.22 : Frottement sur le fond induit par le courant (Eq. 7, courbe noire) et par les vagues (Eq. 8, courbe rouge) calculé à partir de mesures courantologiques.	196
Figure III.23 : Localisation des levés multi-faisceaux références et des courantomètres déployés lors des campagnes MOSAG07 et MOSAG08.	198
Figure III.24 : Profil bathymétrique référence réalisé lors de MOSAG07 (2007).	199
Figure III.25 : Profils bathymétriques références extraits des boîtes références réalisées lors de MOSAG08 (2008).	200
Figure III.26 : Chronologies de réalisation des profils bathymétriques références lors des campagnes MOSAG07 et MOSAG08.	201
Figure III.27 : Exemple de différentiel bathymétrique réalisé sur le court terme (RefB2-RefB1, 4 cycles semi-diurnes en mortes – eaux).	204
Figure III.28 : Schéma illustrant la quantification de la morphodynamique des dunes au travers du déplacement des dunes et de leurs évolutions morphologique et volumétrique.	206
Figure III.29 : Dynamique des dunes le long du gradient morpho-sédimentaire, à l'échelle du flot d'une marée de vives – eaux et à l'échelle de 4 cycles tidaux semi-diurne de vives – eaux (période du 2 au 4 août 2007).	208
Figure III.30 : Morphodynamique des dunes 102, 103, 104, 106 (secteur Nord-Est, localisation Figure III.22), à l'échelle de 2 cycles semi-diurnes de mortes – eaux (période du 28 au 29 juillet 2008).	210

Figure III.31 : Dynamique des dunes à l'échelle du corps sédimentaire, à l'échelle de 4 cycles tidaux semi-diurnes de mortes – eaux (Période du 27 au 29 juillet 2008).	212
Figure III.32 : Dynamique des dunes le long du gradient morpho-sédimentaire, à l'échelle d'un coup de vent associé à une houle établie et à l'échelle d'un cycle ME – VE.	215
Figure III.33 : Morphodynamique des dunes à l'échelle du corps sédimentaire, à l'échelle d'un coup de vent (Flot d'une marée de vives – eaux, 1 ^{er} août 2008 ; caractéristiques de la houle : $H_s = 2$ m, $t = 7$ s).	216
Figure III.34 : Déplacement des dunes du secteur Est, à l'échelle d'un demi cycle semi-lunaire (période du 27 juillet au 2 août 2008).	219
Figure III.35 : Déplacements des crêtes de dunes entre 2007 et 2008 au niveau des secteurs NO, SO, Centre et NE.	220
Figure III.36 : Déplacement des dunes des secteurs Ouest, Centre et Nord-Est, entre les étés 2007 et 2008 (levés de MOSAG07 et de MOSAG08).	221
Figure III.37: Synthèse de l'évolution dynamique des dunes sur les pas de temps courts (du coup de vent à l'annuel).	225
Figure IV.1 : Modèles Numériques de Terrain, et variogrammes associés, relatifs aux mesures bathymétriques de 1937 (A.) et de 1993 (B.).	230
Figure IV.2 : Evolution de la bathymétrie de la zone d'étude entre 1937 et 1993.	231
Figure IV.3 : Localisation profils utilisés pour étudier la dynamique des dunes sur le long terme.	233
Figure IV.4 : Evolution de la topographie du fond entre 1937, 1993 et 2007, selon les profils P1 (A), P2 (B) et P3 (C).	234
Figure IV.5 : Architectures internes des dunes. Profils sismiques au sondeur de sédiment 3,5 kHz et leur interprétation. (Ferret <i>et al.</i> , 2010).	239
Figure IV.6 : Carte synthétique de la structure interne de l'ensemble des dunes situées dans la boîte de travail REC4W.	243
Figure IV.7 : Carte schématique de la structure interne pour différentes sections de la dune 107 (Localisation en Figure IV.6).	244
Figure IV.8 : Carte de la structure interne de l'ensemble des dunes situées dans la boîte de travail GC	246
Figure IV.9 : Section sismique E-W d'une barkhane montrant une architecture de type 3 (localisation sur la Figure IV.10) et son interprétation.	247
Figure IV.10 : Carte de la structure interne de l'ensemble des dunes situées dans la boîte de travail REC 7W.	248
Figure IV.11 : Section sismique E-W de la bordure nord d'un banc tidal (profil REC4-3 sur la Figure IV.6) et son interprétation.	250
Figure IV.12 : Section sismique SO - NE sur l'extrême bordure du banc tidal de la Bassurelle de la Somme et son interprétation.	251
Figure IV.13 : Section sismique SO - NE du banc tidal de la Bassurelle de la Somme (A), son interprétation (B) et schéma synthétique mettant en évidence les 3 principales unités (C).	252
Figure IV.14 : Synthèse et origines des changements environnementaux majeurs en domaine côtier (banc tidal au large de Jullouville, Baie du Mont-Saint-Michel) (Billeaud, 2007).	253
Figure IV.15 : Diagramme schématique illustrant les différents aspects de l'amalgamation des dunes (d'après Flemming, 2000, modifié).	255

Figure IV.16 : Hauteurs significative H_s et direction de la houle simulée au point ANEMOC COAST3506 (50°06,42' N ; 01°07,32' E) entre le 1er Janvier 1979 et le 31 Août 2002.	260
Figure IV.17 : Définition des 8 secteurs analysés lors des études des chroniques de vent et/ou de houle.	261
Figure IV.18 : Evolution des coefficients de marée entre 1910 et 2010 et analyse en ondelettes correspondante.	263
Figure IV.19 : Hauteur significative de la houle supérieure à 1,5 m en fonction de sa direction, entre 1979 et 2002.	265
Figure IV.20 : Analyse en ondelettes des hauteurs significatives des houles ($H_s > 1,5$ m) en fonction du secteur directionnel considéré : 1- Nord, 6- Sud-Ouest, 7- Ouest, 8- Nord-Ouest.	266
Figure IV.21 : Analyse en ondelettes de l'indice NAO entre 1979 et 2002.....	268
Figure IV.22 : Analyse en ondelettes des hauteurs significatives des houles dans des conditions de forte houles ($H_s > 1,5$ m) et pendant des VE (coeff. > 95), en fonction du secteur considéré : 6- Sud-Ouest, 7- Ouest.	270
Figure IV.23 : Reconstitution de la mise en place des crochets de galets à l'extrémité de la flèche du Hourdel (Dolique, 1991).	272
Figure IV.24 : Schémas synthétiques des deux théories de formation des discontinuités de 2nd ordre (Ferret et al., 2010, modifié).	273

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I-1 : Classification des corps sédimentaires en fonction de leurs dimensions (Berné <i>et al.</i> , 1989 ; Ashley, 1990)	23
Tableau I-2 : Présentation des outils disponibles pour étudier la morphodynamique des corps sédimentaires en fonction des échelles de temps pour lesquelles ils sont adaptés.	56
Tableau I-3 : Synthèse des campagnes à la mer effectuées en 2006, 2007 et 2008.	59
Tableau I-4 : Caractéristiques des courantomètres déployés pendant MOSAG-07 et -08.	62
Tableau II-1 : Relations entre les vitesses de courants tidaux maximales atteintes lors du flot et du jusant et les coefficients de marée, pour les secteurs Ouest, Centre et Nord-Est.	78
Tableau II-2 : Identifiants des individus analysés et numéro de la dune correspondante (localisation Figure II.9)	91
Tableau II-3: Caractéristiques morphologiques des dunes dans la zone d'étude.	96
Tableau II-4 : Définition des 9 classes granulométriques utilisées dans les analyses multivariées réalisées sur les variables sédimentaires.	107
Tableau II-5 : Synthèse des paramètres biotiques calculés dans les secteurs Ouest (Boîte A), Centre (Boîte B) et Nord - Est (Boîte D).	135
Tableau II-6: Synthèse des indices biologiques pour les dunes des secteurs Ouest (Boîte A, dune 23), Centre (Boîte B, dune 60) et Nord-Est (Boîte D, dune 102).	136
Tableau III-1 : Rappel des classes granulométriques utilisées.	175
Tableau III-2 : Flux sédimentaires cumulés sur des cycles semi-diurnes de mortes-eaux, de marée moyenne et de vives-eaux, pour des conditions sans houle, avec une houle de 1,5 m et une houle annuelle de 4,2 m, pour les trois secteurs considérés.	195
Tableau III-3 : Synthèse des pas de temps considérés et des conditions hydrodynamiques en fonction des profils bathymétriques comparés.	203
Tableau III-4: Déplacement moyen des dunes pour les secteurs Ouest, Centre et Nord-Est, à l'échelle annuelle.	222
Tableau IV-1 : Caractéristiques de la migration des dunes sur les périodes 1937-1993 et 1993-2007.	235
Tableau IV-2 : Résultats des calculs de périodicité de formation des discontinuités de second-ordre pour les périodes 1937 - 1993 et 1993 - 2007.	257

ANNEXES

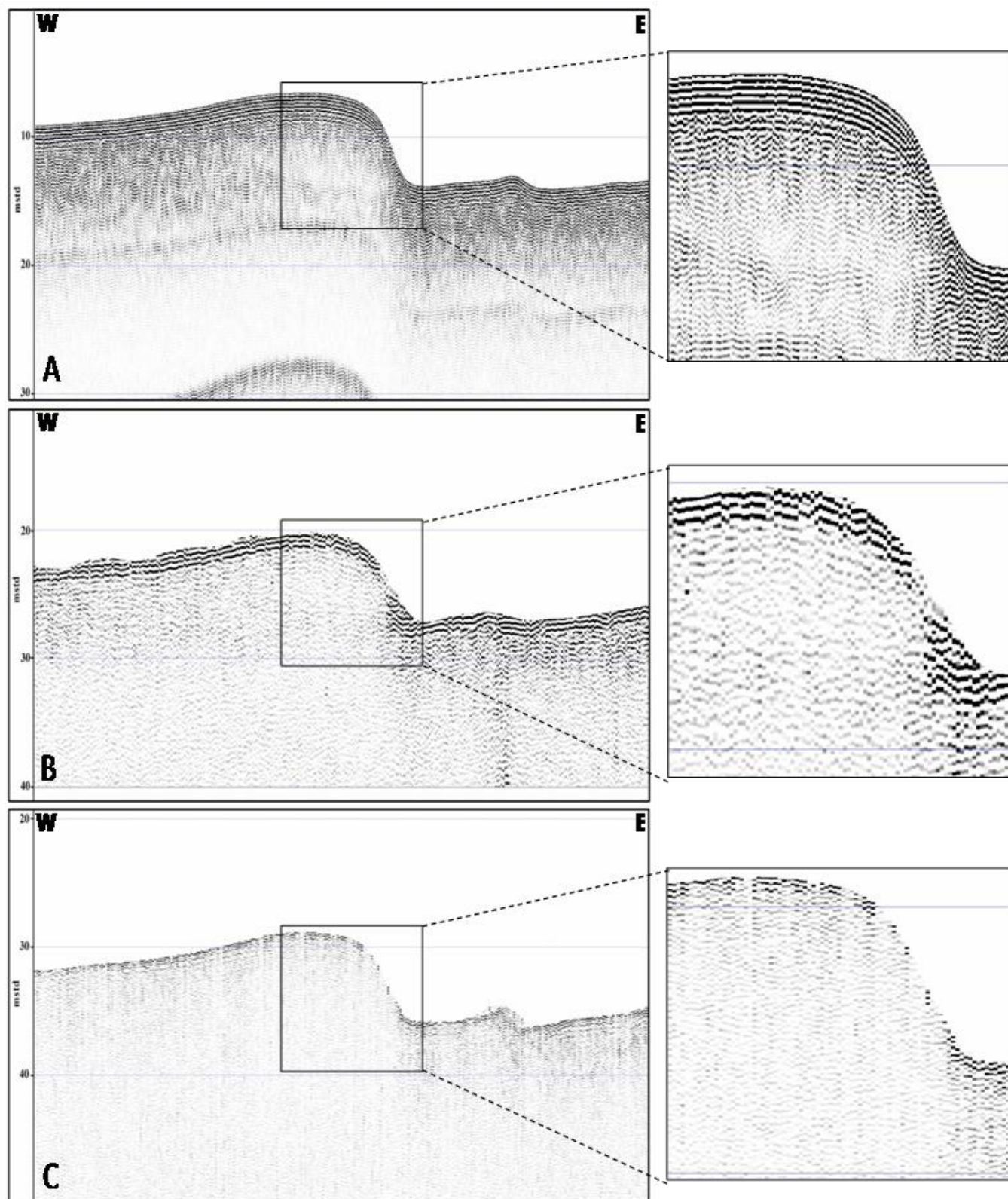
ANNEXE 1.	COMPARAISON DES DIFFERENTS OUTILS SISMIQUES	311
ANNEXE 2.	PHOTOS DES COURANTOMETRES DEPLOYES (CAMPAGNES MOSAG07 ET MOSAG08).	312
ANNEXE 3.	CONDITIONS METEOROLOGIQUES ENREGISTREES A DIEPPE (MOSAG07 ET MOSAG08).....	313
ANNEXE 4.	CARACTERISTIQUES GRANULOMETRIQUES A L'ECHELLE DES CORPS DUNAIRES	315
ANNEXE 5.	CALCULS DES FLUX SEDIMENTAIRES	318
ANNEXE 6.	ARTICLE	323

Annexe 1. COMPARAISON DES DIFFERENTS OUTILS SISMIQUES.

Analyse de leur capacité à accéder à l'architecture interne des dunes.

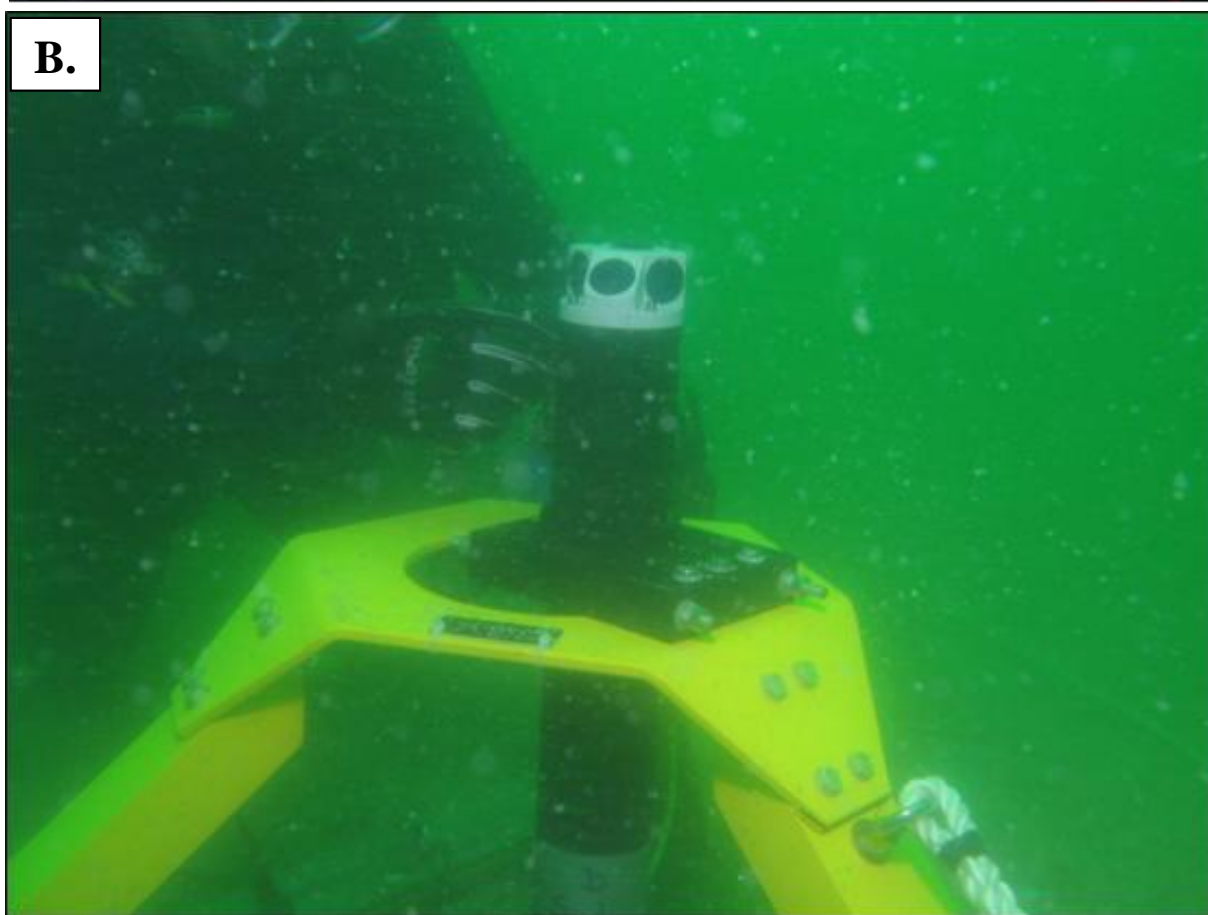
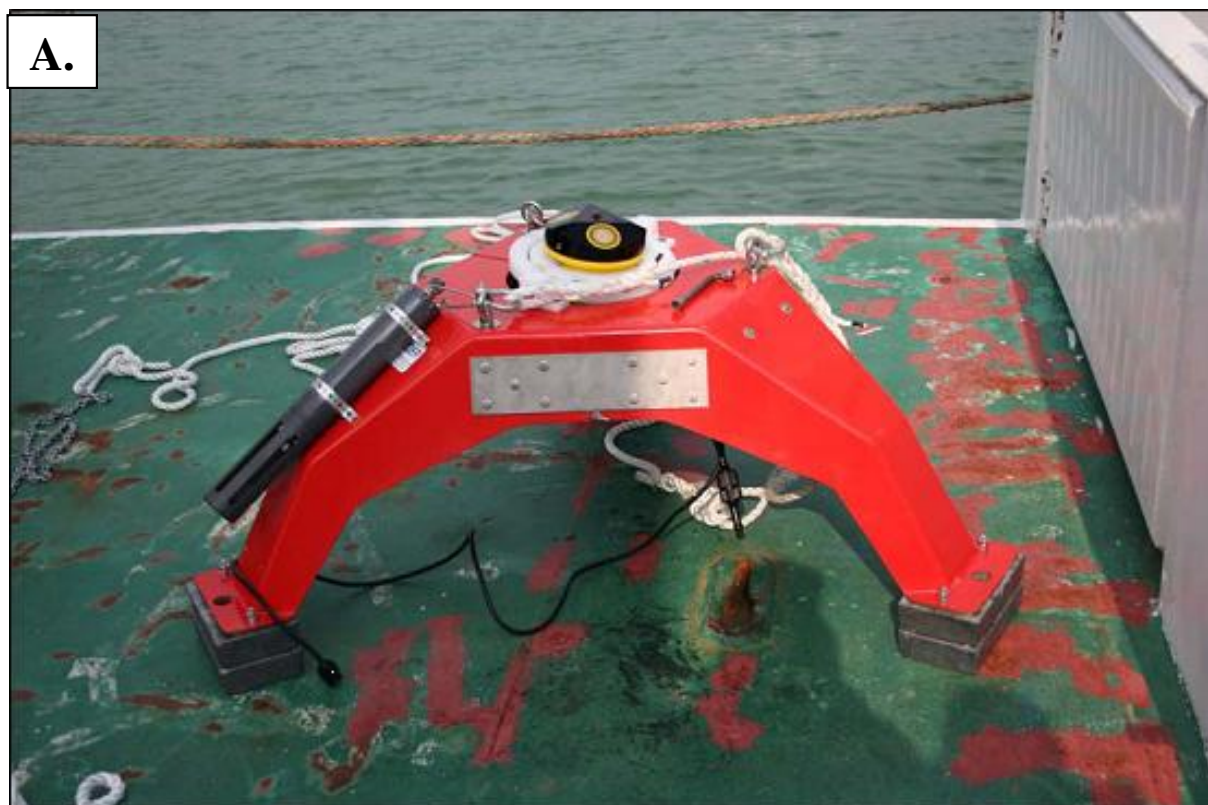
A : Sondeur de sédiment 3,5 kHz ; B : Mini Sparker 50 J ; C : Boomer IKB Seistec

Profils acquis dans des conditions d'agitation similaires et faibles.



Annexe 2. PHOTOS DES COURANTOMETRES DEPLOYES (CAMPAGNES MOSAG07 ET MOSAG08).

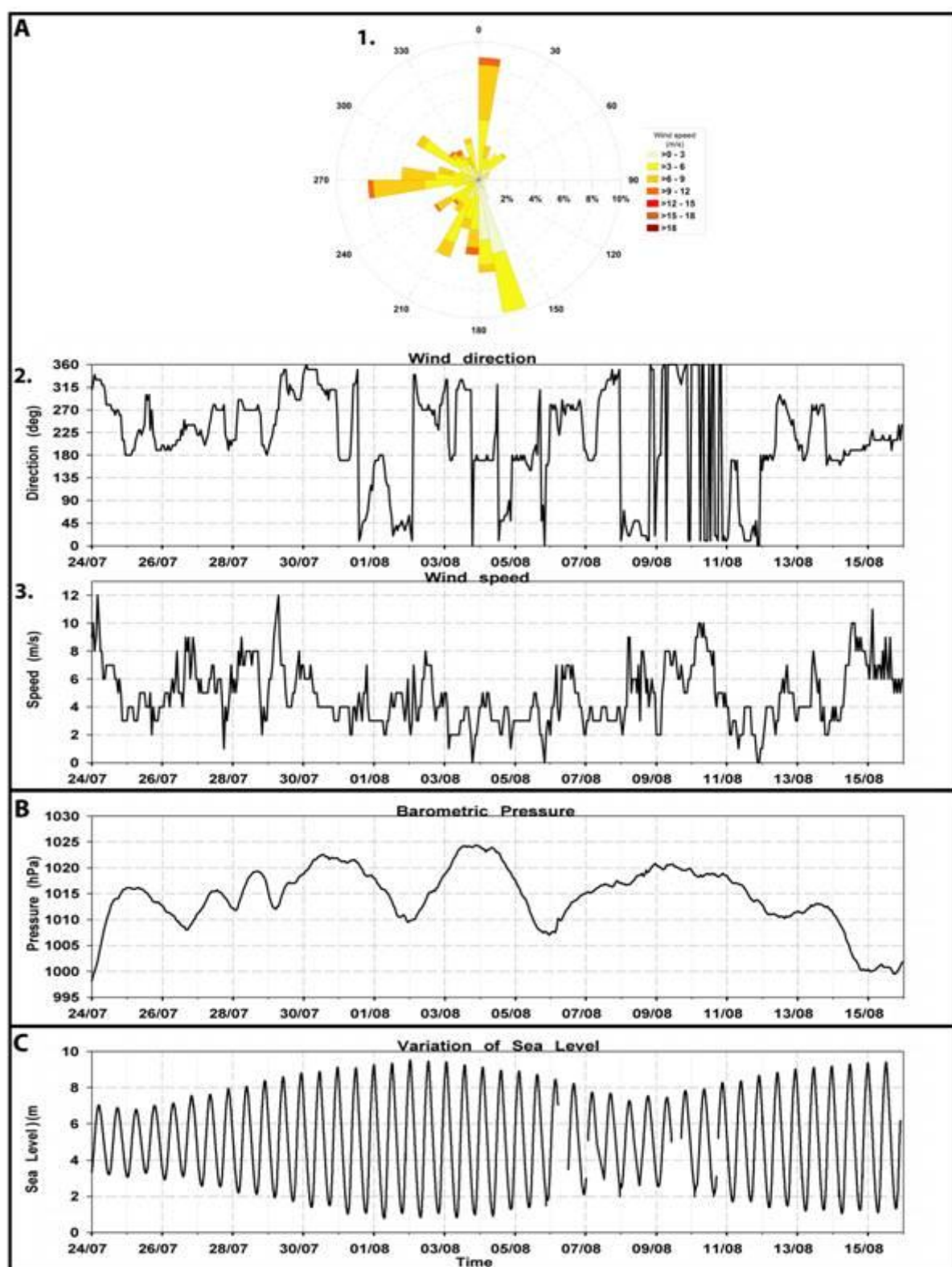
A- Courantomètre profileur de type ADP, associé à la sonde de turbidité ; B- Courantomètre ponctuel Aquadopp



Annexe 3. CONDITIONS METEOROLOGIQUES ENREGISTREES A DIEPPE (MOSAG07 ET MOSAG08)

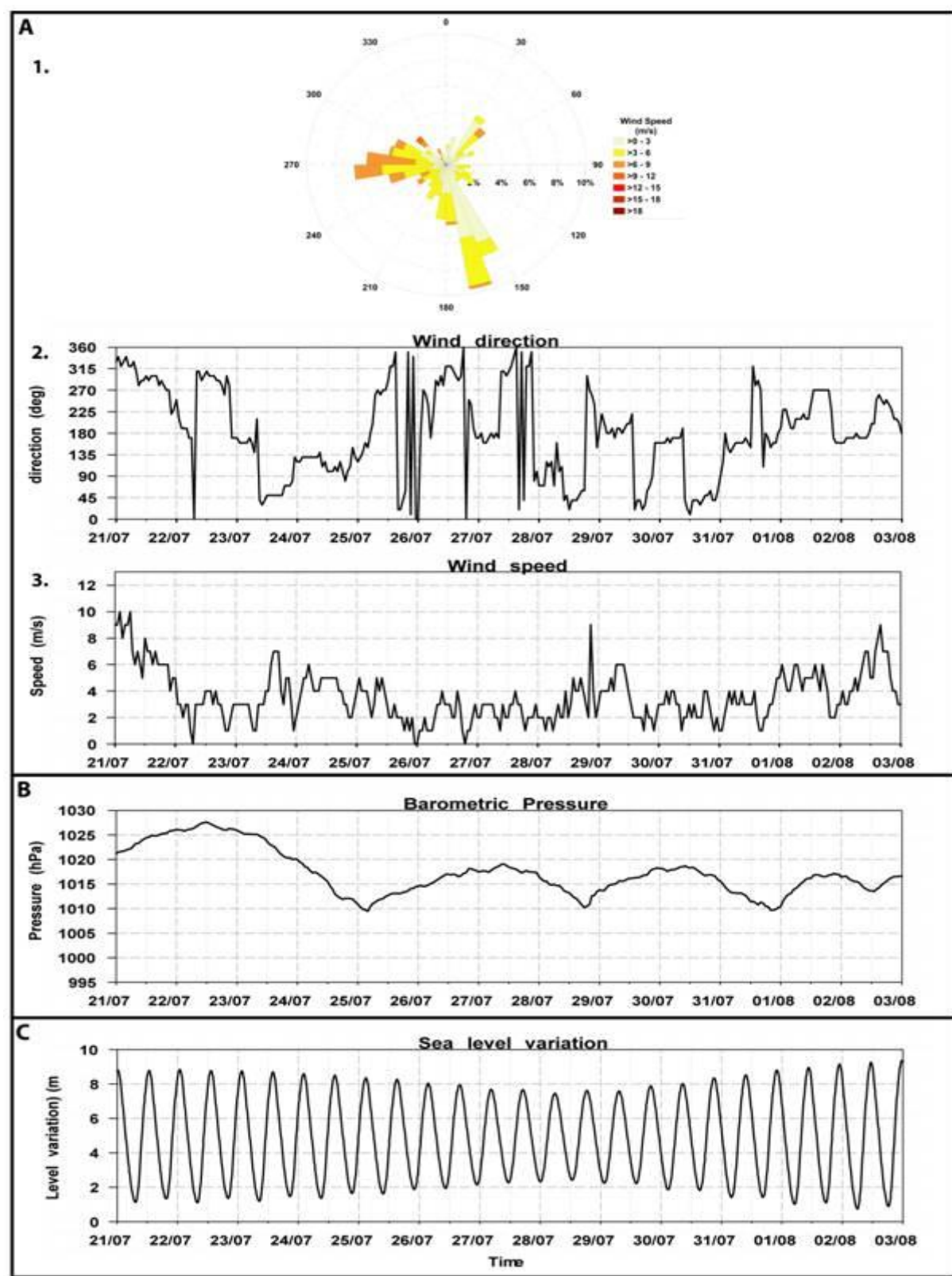
Campagne MOSAG07 : du 24 juillet au 16 août 2007

A. Données de vent (données Météo-France, station de Dieppe) : 1. Roses des vents présentant distribution en fonction de la provenance ; 2. Direction des vents ; 3. Intensité des vents. B. Enregistrement de la pression barométrique (données Météo-France, station de Dieppe). C. Enregistrement de l'évolution du niveau de la mer à Dieppe (donnée fournie par le port de Dieppe).



Campagne MOSAG08 : du 21 juillet au 03 août 2008

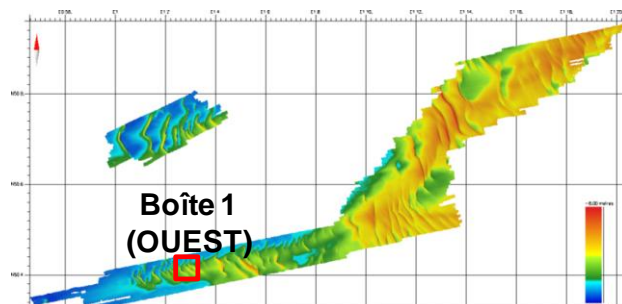
A. Données de vent (données Météo-France, station de Dieppe) : 1. Roses des vents présentant distribution en fonction de la provenance ; 2. Direction des vents ; 3. Intensité des vents. B. Enregistrement de la pression barométrique (données Météo-France, station de Dieppe). C. Enregistrement de l'évolution du niveau de la mer à Dieppe (donnée fournie par le port de Dieppe).



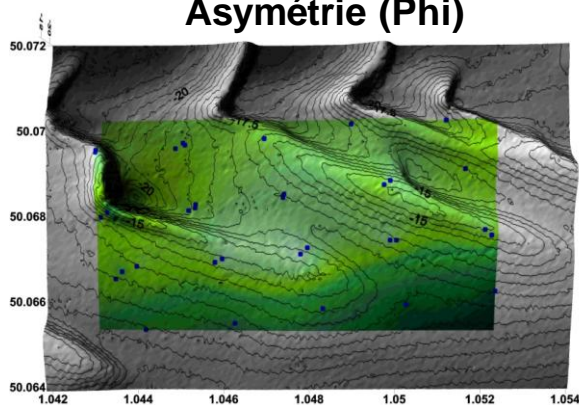
Annexe 4. CARACTERISTIQUES GRANULOMETRIQUES A L'ECHELLE DES CORPS DUNAIRES

Cette annexe présente l'évolution des paramètres statistiques relatifs à la granulométrie à l'échelle des corps dunaires, en fonction des différents secteurs le long du gradient. Les distributions du D50, du tri et des proportions des différentes classes granulométriques sont présentées ici pour chaque secteur.

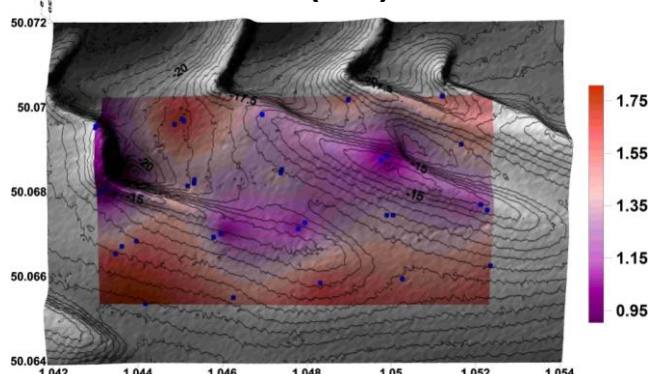
Boîte 1 : secteur Ouest.



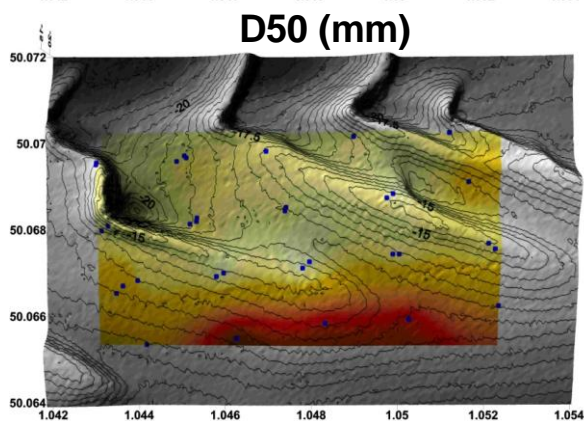
Asymétrie (Phi)



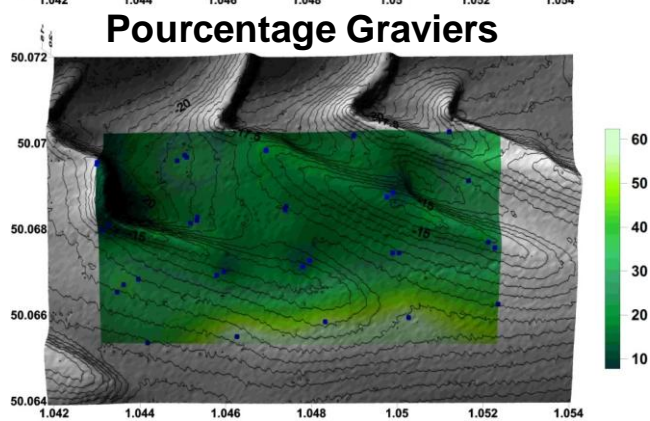
Tri (Phi)



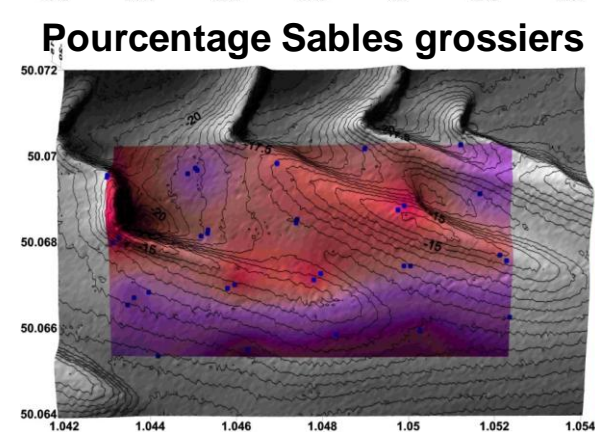
D50 (mm)



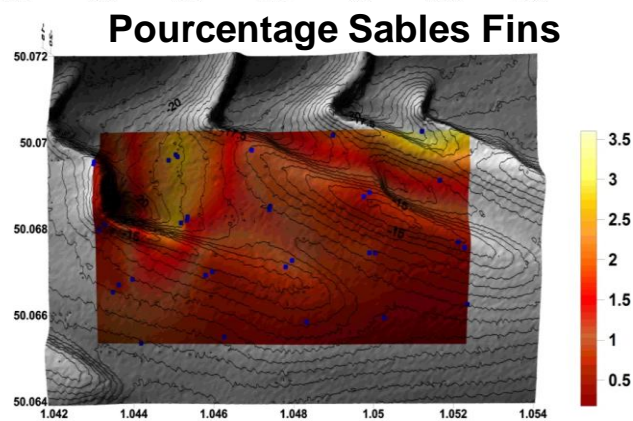
Pourcentage Graviers



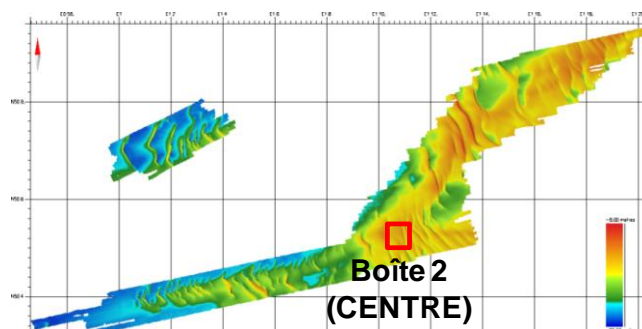
Pourcentage Sables grossiers



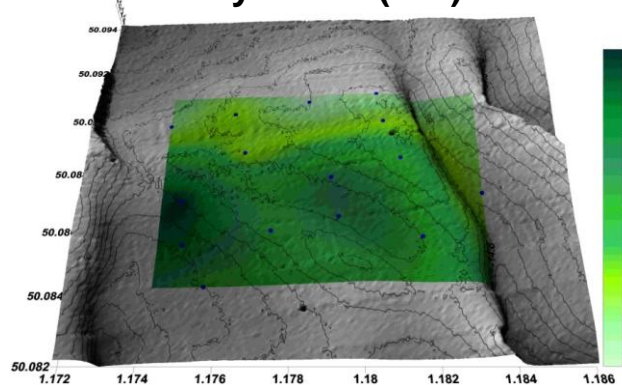
Pourcentage Sables Fins



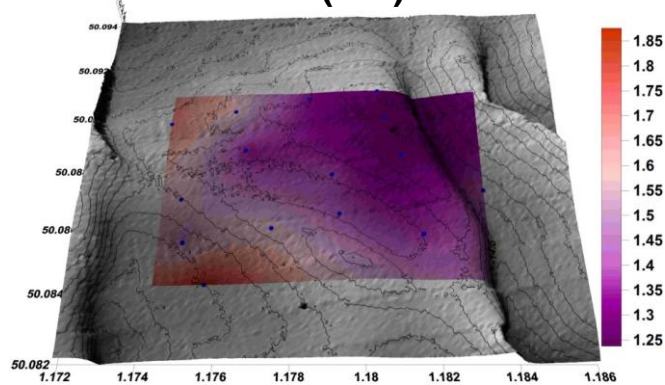
Boîte 2 : secteur Centre.



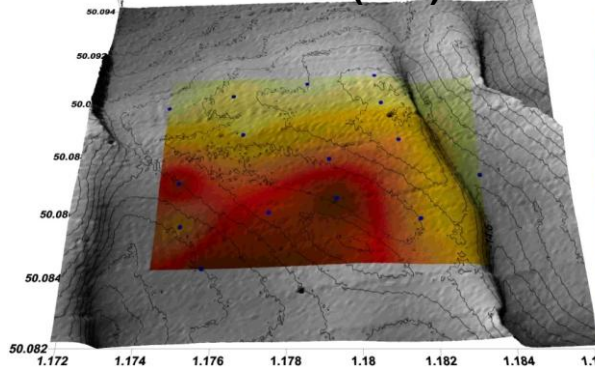
Asymétrie (Phi)



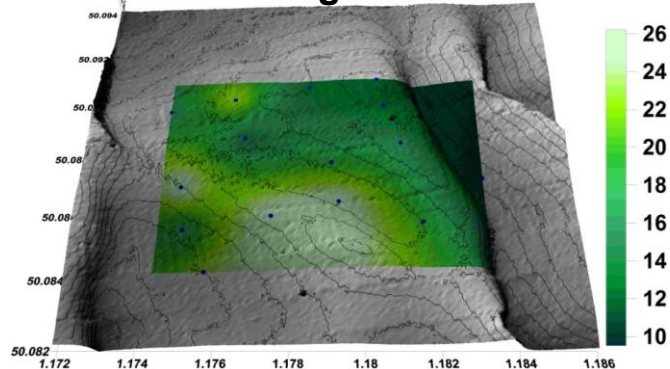
Tri (Phi)



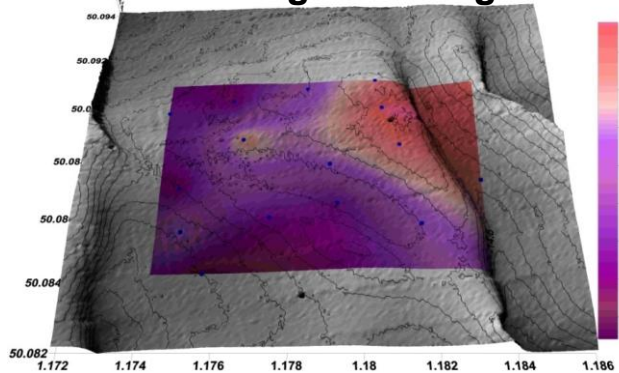
D50 (mm)



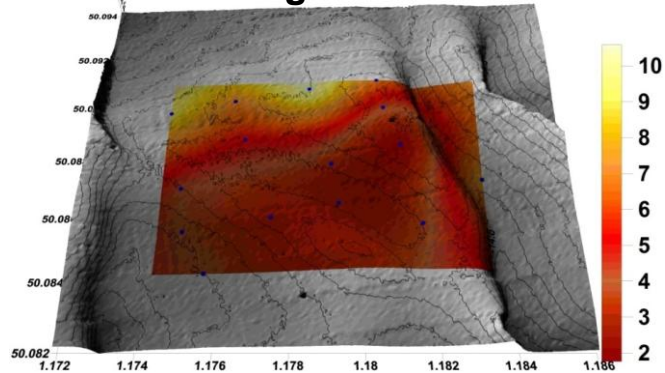
Pourcentage Graviers

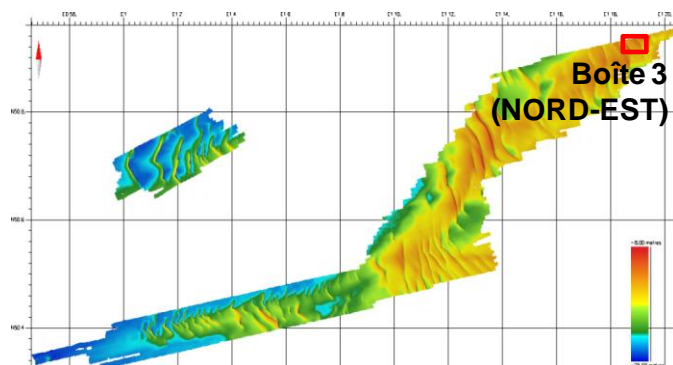
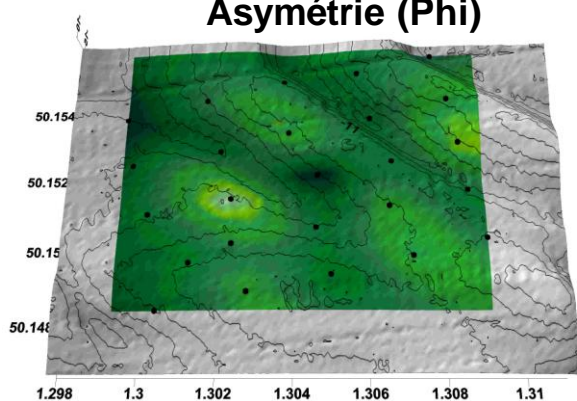
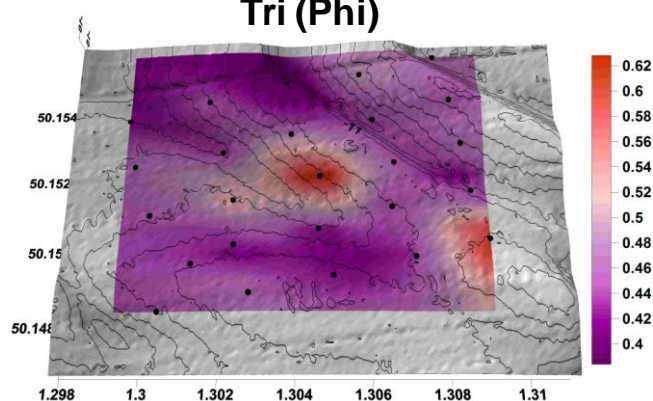
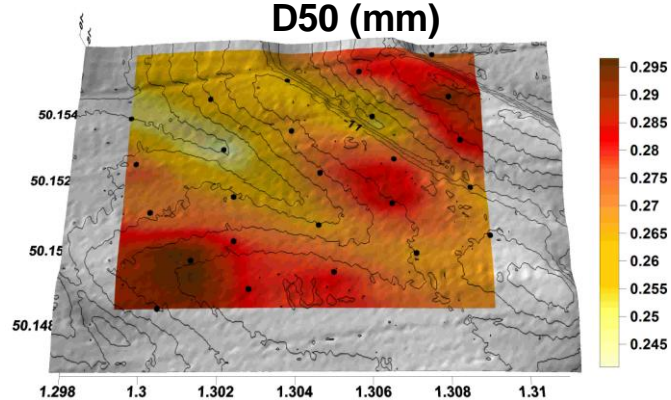
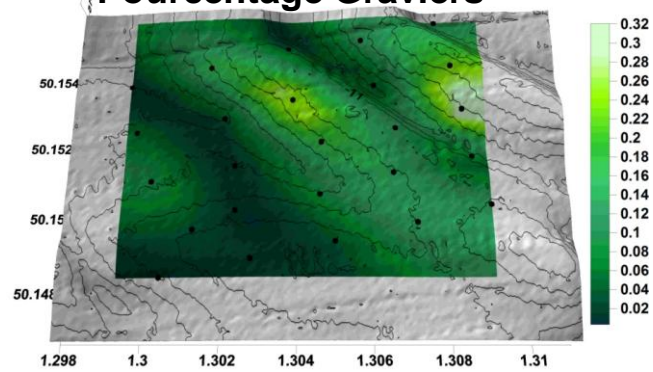
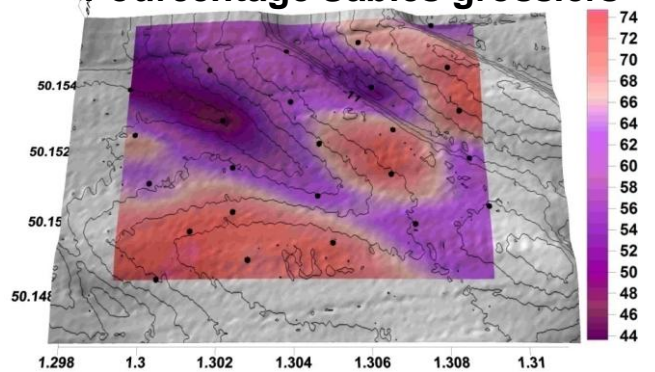
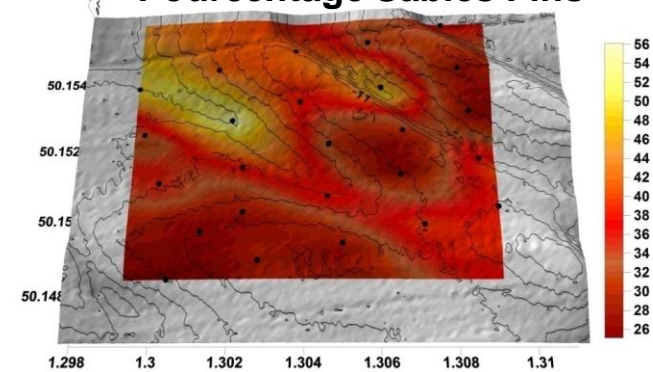


Pourcentage Sables grossiers

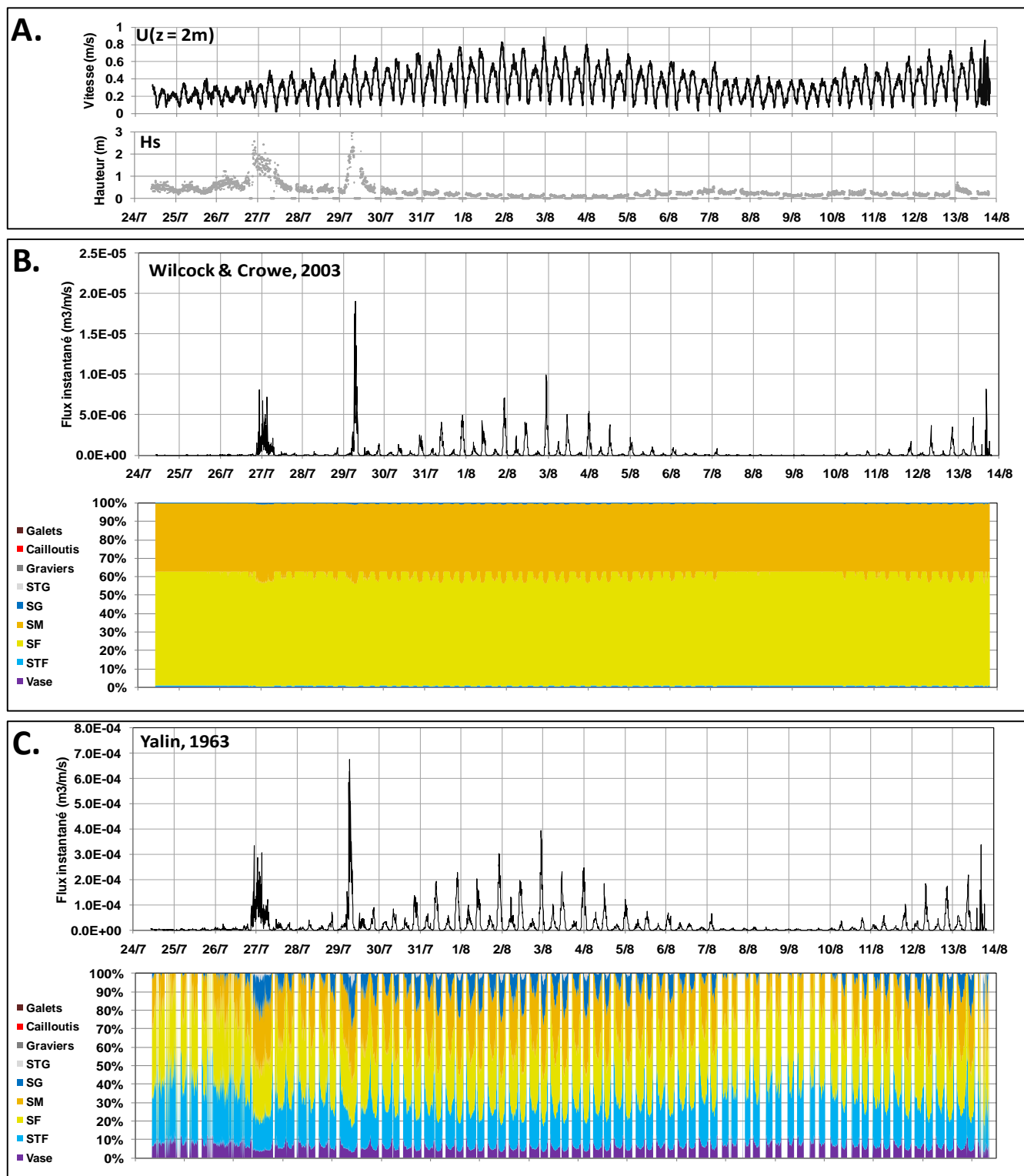


Pourcentage Sables Fins



Boîte 3 : secteur Nord -Est.**Asymétrie (Phi)****Tri (Phi)****D50 (mm)****Pourcentage Gravier****Pourcentage Sables grossiers****Pourcentage Sables Fins**

Annexe 5. CALCULS DES FLUX SEDIMENTAIRES

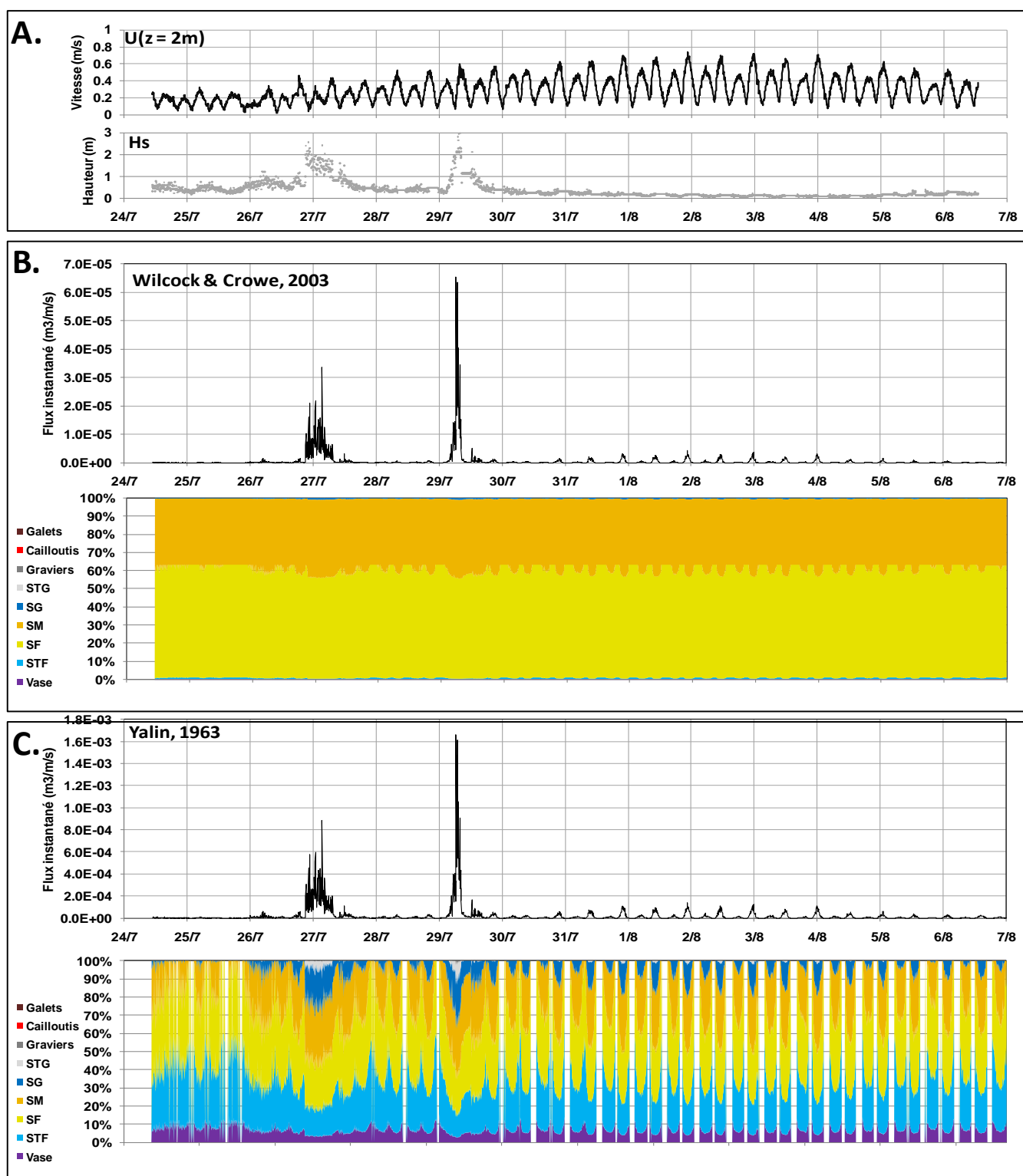


Flux sédimentaires instantanés dans le secteur Ouest à l'échelle d'un cycle mortes-eaux / vives-eaux. Calculs réalisés à partir des mesures courantologiques acquises par le courantomètre C1 en 2007

A. Conditions hydrodynamiques correspondantes aux flux calculés (courants de marée et houle).

B. Flux instantanés calculés à partir de la formulation de Wilcock & Crowe (2003) et contributions des différentes classes granulométriques.

C. Flux instantanés calculés à partir de la formulation de Yalin (1963) et contributions des différentes classes granulométriques.

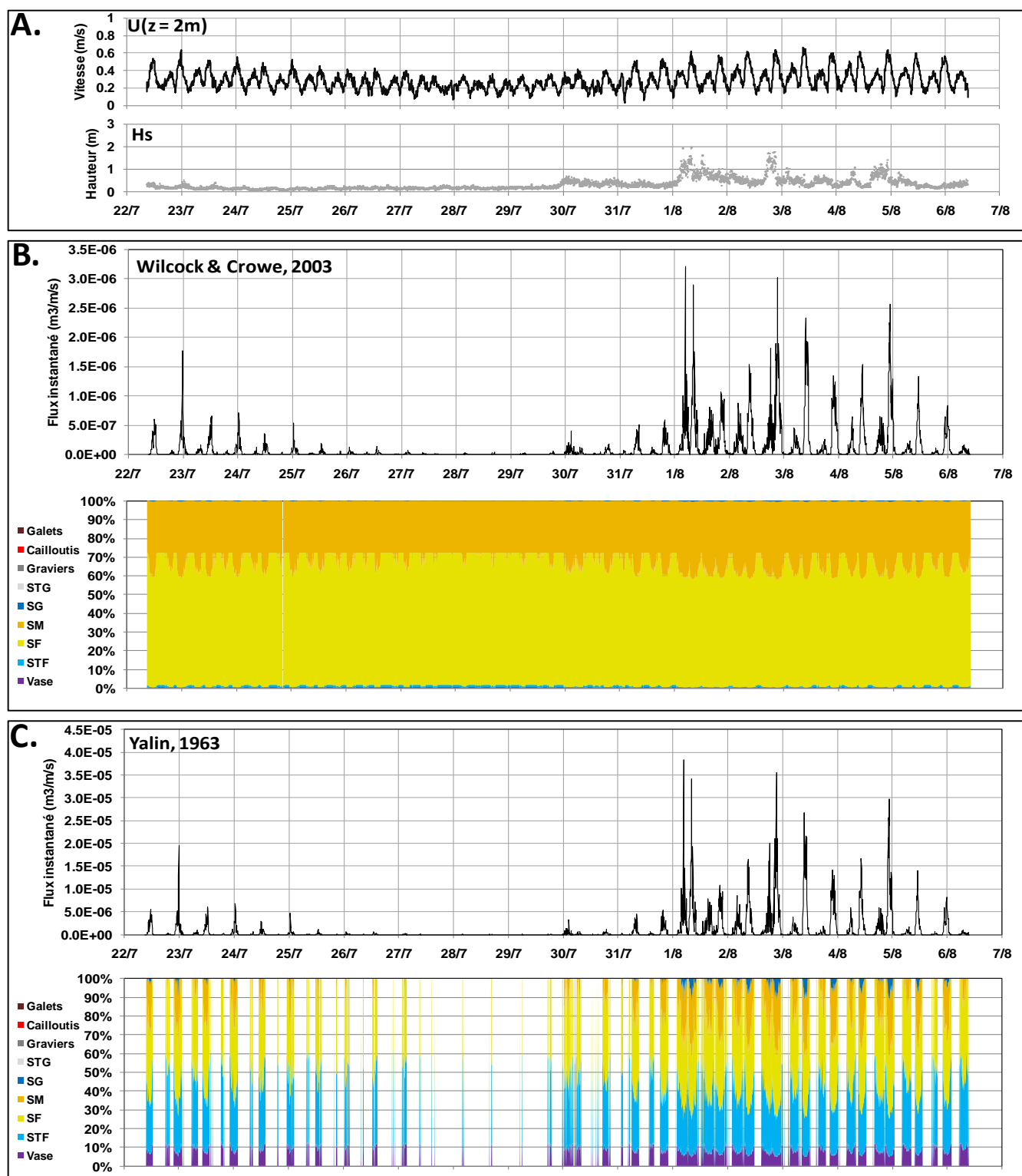


Flux sédimentaires instantanés dans le secteur Centre à l'échelle d'un cycle mortes-eaux / vives-eaux. Calculs réalisés à partir des mesures courantologiques acquises par le courantomètre C2 en 2007

A. Conditions hydrodynamiques correspondantes aux flux calculés (courants de marée et houle).

B. Flux instantanés calculés à partir de la formulation de Wilcock & Crowe (2003) et contributions des différentes classes granulométriques.

C. Flux instantanés calculés à partir de la formulation de Yalin (1963) et contributions des différentes classes granulométriques.

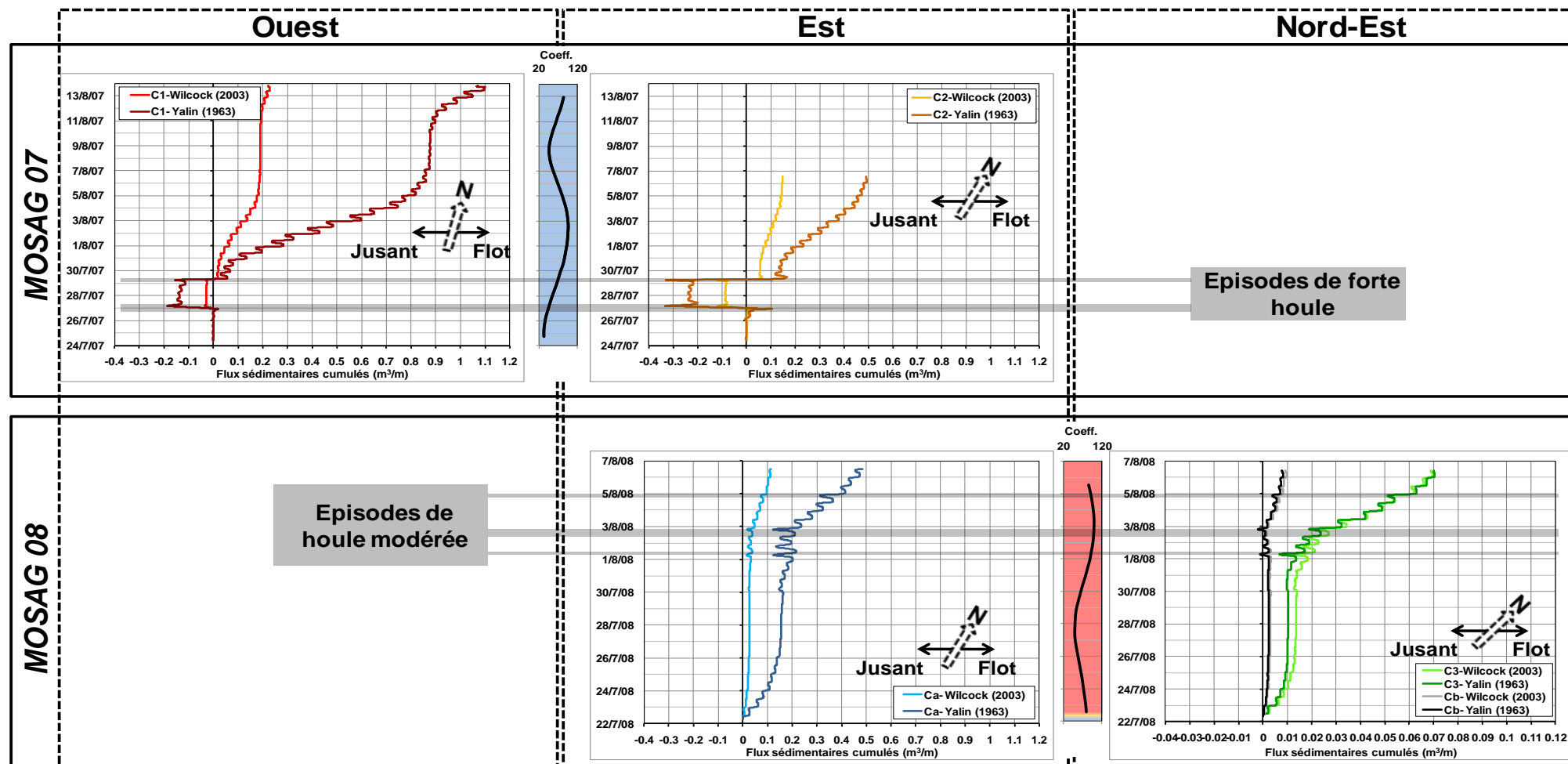


Flux sédimentaires instantanés dans le secteur Nord – Est à l'échelle d'un $\frac{1}{2}$ cycle mortes-eaux / vives-eaux. Calculs réalisés à partir des mesures courantologiques acquises par le courantomètre C3 en 2008

A. Conditions hydrodynamiques correspondantes aux flux calculés (courants de marée et houle).

B. Flux instantanés calculés à partir de la formulation de Wilcock & Crowe (2003) et contributions des différentes classes granulométriques.

C. Flux instantanés calculés à partir de la formulation de Yalin (1963) et contributions des différentes classes granulométriques.



Flux sédimentaires cumulés déduits des formules de Wilcock & Crowe (2003) et de Yalin (1963), à partir des mesures de courant acquises lors de MOSAG07 et MOSAG08, dans les secteurs Ouest (courantomètre C1), Centre (courantomètre Ca) et Nord – Est (courantomètres C3 et Cb).

L'orientation de ces flux est toujours selon le flot ou le jusant. La flèche du Nord est juste présente à titre indicatif afin de donner l'orientation des courants tidaux.

Pour obtenir les flux réels obtenus à partir de la formulation de Yalin (1963), il faut multiplier les flux par 10.

Flux sédimentaires cumulés sur des cycles semi-diurnes de mortes-eaux, de marée moyenne et de vives-eaux, pour des conditions sans houle, avec une houle de 1,5 m et une houle annuelle de 4,2 m, pour les trois secteurs considérés.

Les calculs des flux sédimentaires ont été réalisés avec la formule de Van Rijn (1984). Le cumul orienté des flux sédimentaires prend en compte la direction du transport : positif si selon le flot et négatif si selon le jusant. Le cumul total ne prend pas en compte la direction. La houle considérée dans ces calculs a une période de 7 secondes et provient de l'Ouest (direction : N270). Les couleurs sont représentatives des coefficients de marée.

		OUEST		CENTRE		NORD-EST	
		<i>Flux cumulé (m³/m/Cycle semi-diurne)</i>		<i>Flux cumulé (m³/m/Cycle semi-diurne)</i>		<i>Flux cumulé (m³/m/Cycle semi-diurne)</i>	
		Orienté	Total	Orienté	Total	Orienté	Total
Sans Houle (Marée seule)	ME (Coeff. 50)	1.13E-03	6.25E-03	8.27E-04	8.74E-04	0.00E+00	0.00E+00
	Marée Moyenne (Coeff. 68)	4.66E-02	6.16E-02	1.11E-02	1.16E-02	2.4E-05	2.4E-05
	VE (Coeff. 93)	9.43E-02	1.84E-01	5.0E-02	7.7E-02	2.1E-03	2.1E-03
Hs = 1,5 m	ME (Coeff. 50)	-9.61E-02	4.03E-01	2.22E-02	8.03E-01	-2.82E-02	1.44E-01
	Marée Moyenne (Coeff. 68)	-5.55E-02	5.62E-01	-6.17E-02	4.42E-01	-4.4E-02	1.6E-01
	VE (Coeff. 93)	-6.29E-02	8.02E-01	-2.7E-01	1.0E+00	-5.9E-02	2.0E-01
Hs = 4,2 m	ME (Coeff. 50)	-8.95E-01	3.67E+00	-7.38E-03	7.89E+00	-2.50E-01	1.94E+00
	Marée Moyenne (Coeff. 68)	-9.44E-01	4.25E+00	-9.19E-01	4.08E+00	-6.0E-01	2.0E+00
	VE (Coeff. 93)	-1.23E+00	5.02E+00	-2.3E+00	8.1E+00	-7.3E-01	2.2E+00

Annexe 6. ARTICLE

Ferret, Y., Le Bot, S., Tessier, B., Garlan, T. and Lafite, R. 2010. Migration and internal architecture of marine dunes in the Eastern English Channel over 14 and 56 year intervals: the influence of tides and decennial storms. *Earth Surface Processes and Landforms* **35**, 1480–1493.

Migration and internal architecture of marine dunes in the eastern English Channel over 14 and 56 year intervals: the influence of tides and decennial storms

Y. Ferret,¹ S. Le Bot,¹ B. Tessier,² T. Garlan³ and R. Lafite¹

¹ 'M2C: Morphodynamique Continentale et Côtière', Université de Rouen, CNRS, Mont Saint Aignan, France

² 'M2C: Morphodynamique Continentale et Côtière', Université de Caen, CNRS, Caen, France

³ SHOM, Brest, France

Received 15 December 2008; Revised 4 May 2010; Accepted 6 May 2010

Correspondence to: Y. Ferret, 'M2C: Morphodynamique Continentale et Côtière', Université de Rouen, CNRS, Mont Saint Aignan, France. E-mail: Yann.ferret@etu.univ-rouen.fr

ESPL

Earth Surface Processes and Landforms

ABSTRACT: Submarine dune dynamics are controlled by tidal currents and wind forces. According to the relative influence of these forces and the nature of dune sediment, different bedform behaviors can be observed. The footprint of the different hydrodynamic agents is recorded into the internal architecture of dunes. This paper is concerned with bedforms that compose the thick sediment wedge located in the eastern English Channel, off the Bay of Somme. This sedimentary archive constitutes an interesting feature to achieve a better understanding of seabed sediment dynamics and its timeline building stages. The dynamics of large submarine dunes, which are organized in fields, are studied thanks to bathymetric and seismic data over the periods 1937–1993 and 1993–2007.

Dune morphology presents low lee and stoss side slopes (on average 8° and 3°, respectively) and dune migration rate is not very high. Dune movements are in the direction of residual tidal currents, i.e. toward the east, with mean migration rates around 0.8 to 5 ± 0.25 m yr⁻¹ and up to 6.6 ± 0.7 m yr⁻¹, respectively, at multi-decennial and decennial time scales. The dune internal architecture is complex with superimposed eastward prograding units, displaying locally opposite progradation. Second-order discontinuities (dip of 0.5°–4° perpendicular to dune crests) constitute dune master bedding. By counting the number of second-order reflectors between 1937–1993 and 1993–2007, the formation periodicity of these bounding surfaces is estimated to range from 4 to 18 years. These time intervals coincide with the long-term tidal cyclicities and also with the inter-annual to decennial variability of storm activity in northern Europe. Two theories were made to interpret the dune internal structures: the second-order surfaces are interpreted either as the depositional surfaces corresponding to the marks of weak energy periods (weak tidal and storm action), or as erosive surfaces due to an opposite direction of dune migration provoked temporarily by exceptional storms from the northeast.

Copyright © 2010 John Wiley & Sons, Ltd.

KEYWORDS: dune morphodynamics; dune migration; internal architecture; storms; tide; eastern English Channel

Introduction

On sediment starved continental shelves such as the English Channel, conditions are generally not favorable to preserve sedimentary records. High-energy hydrodynamics also contributes to the non-preservation of sedimentary bodies and successions. In this general frame, the thick sediment wedge located off the Bay of Somme constitutes a remarkable site where sediments are preserved. Submarine dunes and the tidal sandbank that compose this wedge can be considered as sedimentary archives that enable us to achieve a greater understanding of seabed sediment dynamics in the recent period.

In the English Channel and the North Sea, many authors have already studied fields of very large dunes, which display lengths of several hundreds of meters and amplitudes exceeding 10 m (Dewez, 1988; Idier *et al.*, 2002; Le Bot and Trentesaux, 2004). The presence of these sedimentary features is generally indicative of a region with very active sedimentary dynamics (Langhorne, 1982; McCave and Langhorne, 1982).

Submarine dunes dynamics are controlled by various forces such as the tidal currents and wind-induced currents and waves. According to the relative influence of the forcing agents and the nature of sediments that constitute the bedforms, different behaviors can be observed (e.g. Berné *et al.*, 1993; Le Bot and Trentesaux, 2004).

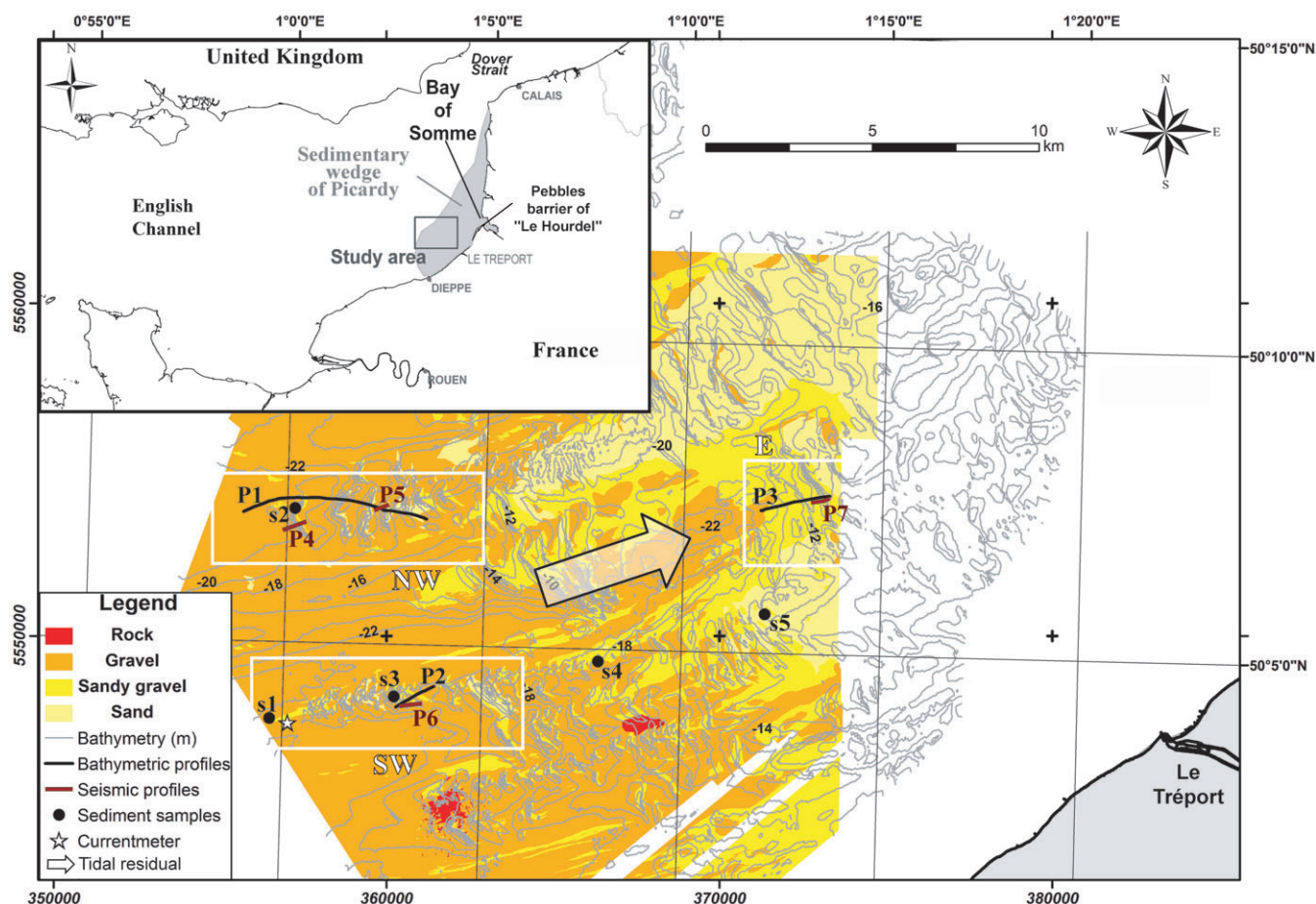


Figure 1. Study area. Area location and bathymetry, data location and seabed sediments. Seabed nature from side-scan sonar imagery (from 1993 SHOM data and interpretation). Location of the northwest (NW), southwest (SW) and east (E) sectors (white boxes), the current-meter, the bathymetric profiles (black lines, named P1, P2 and P3), the seismic profiles (brown lines, named P4, P5, P6 and P7) and the sediment samples (black dots, named s1 to s5) presented in this paper. The tidal residual represented by a white arrow is based on literature (e.g. Salomon and Breton, 1991, 1993). Map projection is UTM 31N Datum WGS84. Both UTM and geographic coordinates are shown (grids of lines and ticks, respectively). This figure is available in colour online at wileyonlinelibrary.com

The footprint of the different hydrodynamic agents is recorded in the internal architecture of dunes. Tidal currents play a predominant role in dune structuring and dynamics and strongly govern the internal structure of these bedforms (Allen, 1980). Winds are also an important hydrodynamic agent. Le Bot and Trentesaux (2004) noted that storm events can deeply modify dune dynamics and internal structures as they can slow down, stop, or even reverse the tide-induced dynamics.

The study of these mobile sedimentary features is essential from an economical point of view. In order to guarantee the economic activities present in littoral zones, it is necessary to accurately locate dunes, measure their morphological characteristics (particularly height) and calculate their migration rates. Dune mobility increases navigation hazards as well as risk of damage to offshore structures such as submarine cables (Whitehouse *et al.*, 2000), pipelines (Morelissen *et al.*, 2003) or offshore wind turbines. The Hydrographic and Oceanographic Office of the French Navy (SHOM) ensures navigation safety. For this purpose regular monitoring of seabed bathymetry in coastal zones is performed in order to have a better understanding of dune dynamics.

This paper presents a study of the dunes that compose the sub-tidal sediment wedge off the Bay of Somme. Dune dynamics are analyzed at different time scales, from decennial to multi-decennial scales. The role of tide and storms on dune dynamics are discussed as well as their impacts on internal architectures.

Study Area

The study area is located along the French coast in the eastern English Channel, 4 to 20 nautical miles off the Bay of Somme (Figure 1). Water depths range from 10 to 30 m below sea level (BSL).

The area is characterized by semi-diurnal tides and macro-tidal conditions: the mean neap and spring tidal ranges are respectively 4.9 m and 8.5 m, reaching up to 10 m during equinoctial spring tides (SHOM, 1968). The maximum flood velocity is higher than that of the ebb. During mean spring tide, flood and ebb velocities at the surface reach respectively 0.9 and 0.6 m s⁻¹ (SHOM, 1968). The wind can also be an important hydrodynamic agent. It generates waves and induces a non-negligible bottom friction (e.g. Dyer, 1986). The most frequent and strongest waves occur during winter time. They mainly come from west to northwest, as well as from the southwest (Bellessort and Migniot, 1986). Mean waves are 1 to 2 m in amplitude and 5 to 7 seconds in period. During storm events, wave amplitude rises up to 5 m for a period varying between 5 and 12 seconds.

Studies using numerical models (Salomon and Breton, 1991, 1993; Bailly du Bois and Dumas, 2005) or radiotracer measurements (Guegueniat *et al.*, 1995) indicate a tidal residual component in the direction of the flood, i.e. towards the North Sea. Grochowski *et al.* (1993) have shown, based on numerical modelling, that the sedimentary dynamics in the

study area is also flood-dominated, oriented toward the east, with no or moderate wind (with northeast and southwest wind of 5 m s^{-1}). Moreover, in the Dover Strait which is close to the study area and displays relatively similar depths (20–40 m), Le Bot *et al.* (2000) and Le Bot and Trentesaux (2004) indicate that storm winds can induce temporary currents that lead to the reversal of sediment transport direction.

The study area is located in the western part of the sedimentary wedge of Picardy. Its construction results from the Holocene transgression (Auffret *et al.*, 1982; Dewez, 1988). Along the coasts of the sediment-starved English Channel system, the Picardy wedge is one of the few sites, with estuarine entrances, where a thick sediment cover is preserved. This characteristic makes the site interesting in order to study the dynamics and the building sequences of the wedge.

The eastern English Channel is characterized by a gradient in both hydrodynamics (SHOM, 1968) and sediment grain-size. Sediments become finer from west to east (Larsonneur *et al.*, 1978). This gradient is clearly visible in the study area and is associated with the bedform evolution (Figure 1). In the western part, the seabed is flat and mainly composed of relict gravels whereas the most eastern part is characterized by sandbanks covered with dunes. Between the gravel lag and the sandbank areas, the sandy cover is shaped from west to east by sand ribbons, isolated barchans and fields of two-dimensional (2D) dunes. In this paper, only the very large dunes present all over the area are considered.

Data and Methods

Sediment analyses were carried out to define the sediment distribution pattern in the study area. Bathymetric and seismic tools were used to study the evolution of the western part of the sedimentary wedge of Picardy and dune dynamics.

Sediment analysis

The superficial sedimentology of the study area is studied by the analysis of Shipeck grab samples, taken during the MOSAG07 survey (RV *Thalia*, July–August 2007). A total of 80 sedimentary samples were taken through this survey. Only the samples representative of the sedimentary variability at the study area and at the dune scales are presented in this paper. Sediment sieving was performed and the grain-size parameters were calculated (Folk and Ward, 1957) in order to specify the sedimentary characteristics of the seabed.

Current measurement

Measurements of current velocities were obtained in July and August 2007 (MOSAG07 survey), using an acoustic doppler profiler current-meter (ADP Sontek 1000 Hz) mounted on a tripod placed on the seabed. Currents measurements correspond to values averaged on a six-minute period from continuous current records at a frequency of 1 Hz. The water column is divided into 90 cells of 0.4 m thick and the first measurement is 2 m above the seabed corresponding to the tripod height and the ADP blanking distance. Measurements were performed over 21 days in the southwest part of the study area (location in Figure 1).

Bathymetric data

The bathymetric dataset corresponds to three surveys realized in 1937, 1993 and 2007. The data from 1937 correspond to

lead soundings realized by SHOM. The 1993 data were acquired by the SHOM using a single-beam echosounder. The 2007 data were acquired using a Simrad EM1000 multibeam bathymetric system (MOSAG07 survey). All these data were imported in a geographic information system (GIS) in the same spatial reference frame (world geodetic system 84, UTM 31N projection).

The 1937 survey method is obviously less accurate than the recent geophysical methods. Nevertheless, taking corrections and uncertainties into account (Chaumillon *et al.*, 2002, 2008; Weber, 2004), the estimated error margin of this type of measurement is about 10 m for position and about 0.6 m for depth. During the 1993 and 2007 surveys, navigation was ensured by global positioning system (GPS), providing positional accuracy of 5 m. Vertical precisions are estimated to be lower than 0.5 m. The 1937 and 1993 surveys display a good coverage, with profiles spacing respectively of about 300 to 600 m and 100 m. They are dense enough to be suitable for the study of the evolution and dynamics of the western part of the wedge and of some fields of very large dunes. In 2007, the surveyed area was more reduced: the evolution is observed from profiles analysis.

A 50 m resolution digital elevation model (DEM) was computed from the 1937 and 1993 datasets. The interpolations were carried out thanks to the Surfer® software, by using the kriging method. For both DEM, the best suited variogram model is spherical including a nugget effect. Spatial data anisotropy and bedform orientation were also considered in interpolation procedures. The interpolation concerning the 1937 measurements required particular attention due to the anisotropy in data spatial distribution. The global bathymetric evolution of the study area, with a vertical precision of about 1 m, was analyzed by comparing the successive DEMs. With this methodology, it is possible in particular to locate in which areas erosion, accretion or stability occurs. The comparison of bathymetric profiles, transverse to dunes, allows quantifying accurately dune migration and dune morphological changes at different timescales. The studied profiles were selected as to be the more accurate: they were extracted from the 1993 and 2007 DEMs along profiles coincident with the original 1937 profiles. The 2007 bathymetric profile resulting from this extraction shows an excellent spatial resolution because they are multi-beam data. As regards the 1993 data, the profile is a little bit less precise because the profiles did not follow those of 1937 and because the inter-profile distance was on average about 100 m. Nevertheless, the SHOM refined the bathymetric measurement during the survey at dune locations in order to improve the spatial resolution obtained by the mono-beam echosounder. As a result, at dune location, the distance between two soundings generally ranged between 20 and 50 m, allowing a more realistic interpolation and thus making it possible to follow the dune dynamics. For the study of dune migration, the error margins were obtained by cumulating those related to the method of localization of the three surveys (i.e. $\pm 15 \text{ m}$ for the 1937–1993 period, and $\pm 10 \text{ m}$ for the 1993–2007 period).

Seismic data

In order to analyse the dune internal architecture, a seismic investigation was performed, using a 3.5-kHz EDO-Western sub-bottom profiler (SISCOSAG survey, INSU/CNRS RV *Côtes d'Aquitaine*, April 2007). A total of 85 seismic profiles were shot representing a length of 330 km. Data was recorded using the Elids-Delph system. Positioning was ensured by a GPS, and simultaneously recorded by the Elids-Delph system. Seismic

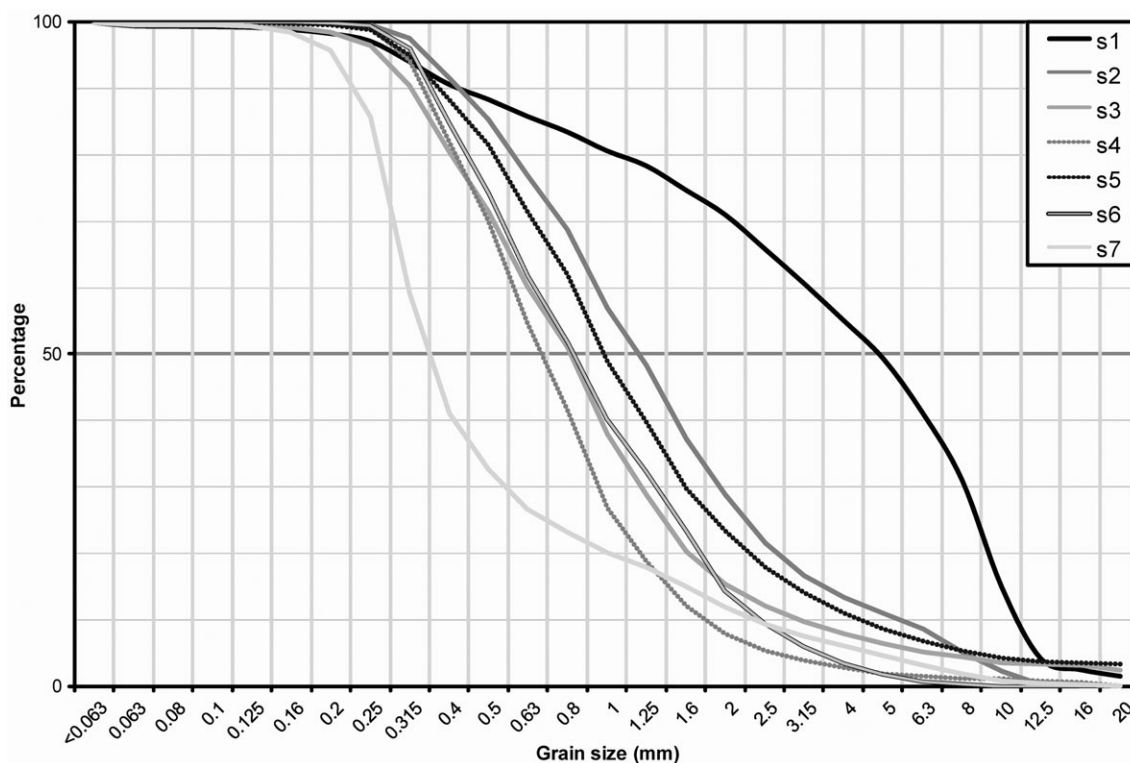


Figure 2. Cumulative grain-size curves of the sediment samples. Location of the sediment samples on Figure 1.

Unix software, including swell filter (Chaumillon *et al.*, 2008), band-pass filtering and shots stacking was used for post-acquisition data processing. The 3.5-kHz sub-bottom profiler allowed an average penetration of about 10 m, i.e. the maximal thickness of the dunes, with a vertical resolution of about 0.5 to 1 m (Maroni, 1997).

Dune Environment: Sediments, Morphologies and Currents

Sedimentology and morphology of dunes

The dune sedimentology underlines the gradient characterizing the study area. On the western part, the seabed is devoid of dunes and is composed of a gravel cover (sample s1, Figure 2). From the west to the east, dune sediments become finer: grain-size (D_{50}) evolves from about 1 to 0.35 mm (samples s2, s3, s4 and s5 in Figure 2).

Submarine dunes can be characterized by their morphological parameters such as dune height, wavelength and slope (Berné *et al.*, 1989). In order to characterize the dune diversity in the study area, three sectors exhibiting various bedform characteristics are selected: the northwest, southwest and east sectors (location on Figure 1). The morphological parameters of the dunes are measured and averaged for each sector. The results are presented in Table I.

In the study area, the very large dunes display heights between 4 and 10.5 m and wavelengths between 250 and 1800 m. The dunes with the largest heights and longest wavelengths are located in the northwest sector, where the sediment is coarser (Figure 1).

The crestal sinuosity is a key parameter in the study of dune dynamics: it is commonly considered that the 2D dune migration rate is lower than the three-dimensional (3D) dune one (Berné *et al.*, 1989). For each dune, the sinuosity index is thus calculated (Dalrymple, 1984). In the northwest and southwest

sectors, the dunes are relatively sinuous (average sinuosity index: 0.85) and display common barchan-like morphology, whereas in the east sector, the dunes tend to be linear (average sinuosity index: 0.96). From the west to the east, this evolution of the bedform shape is associated with a reduction in dune asymmetry. The western dunes show a pronounced asymmetry with average inclinations of 12° and 3° respectively of their lee sides and stoss sides. The eastern dunes are more symmetrical with average slopes of 8° on the lee side and 3° on the stoss side. The slope of the sides of the dunes depends on several parameters such as the sediment grain-size and the dune dynamics. In the literature, average slopes of very large dune lee sides are commonly reported to range between 10° and 20°, but it is not rare to observe inclinations varying between 25° to 35° (Berné *et al.*, 1989). In the present study, the values are in the low range of values measured on dunes with relatively similar grain-size characteristics (Berné *et al.*, 1988; Berné *et al.*, 1989; Le Bot, 2001; Le Bot and Trentesaux, 2004). This result seems to indicate less dynamic morphologies.

Dune morphology depends on the environmental conditions. In the study area, dune morphologies are typical of a medium sediment supply (Belderson *et al.*, 1982). The hydrodynamic gradient is responsible for dune shape variations: the western dunes present morphologies typical of a higher energy environment compared to the morphologies of the eastern dunes (Belderson *et al.*, 1982). In the English Channel, very large dunes with similar morphological characteristics were regularly observed in comparable hydro-sedimentary environments (dunes composed of medium- to coarse-sand on relict gravels: Berné *et al.*, 1988; Berné *et al.*, 1989; Le Bot and Trentesaux, 2004; Le Bot, 2001; see Table I).

Sediment mobility

The tidal currents are asymmetric and almost alternative within the study area. In the western part of the study area, the flood

Table 1. Morphological characteristics of the dunes in the study area

	Location	Height (m)	Wavelength (m)	Sinuosity	Slope	
					Stoss side (deg)	Lee side (deg)
This study	Northwest sector	7.6 (5.5; 10.5; 1.4)	840 (250; 1800; 485)	0.86 (0.78; 0.95; 0.06)	2.5 (1.5; 3.8; 0.7)	12.5 (5.7; 20.7; 4.5)
	Southwest sector	5.8 (4; 7.5; 1.3)	515 (300; 1100; 240)	0.84 (0.76; 0.93; 0.05)	3.6 (1.8; 5.8; 1.4)	12 (4.1; 20.9; 5.9)
	East sector	6.9 (5; 8.5; 1.5)	765 (650; 800; 105)	0.96 (0.92; 0.99; 0.03)	3.3 (1.3; 5.7; 2)	8.8 (5.7; 15; 4.2)
Le Bot, 2001; Bot and Trentesaux, 2004	The Dover Strait	4–12.5	200–1100	2D and 3D morphologies	2–8.5	10–35
Berné et al., 1988; Berné et al., 1989	Surtainville	7	250–350	2D and 3D morphologies	–	15–28

Note: Average values of height, wavelength, sinuosity [sinuosity index from Dalrymple (1984) or description when this index is not available] and slopes for the stoss and lee sides of dunes, for each sector in the study area, and comparison with other areas. Minimal, maximal and standard deviation values are given between brackets.

and ebb peak current velocities reach respectively 1 and 0.7 m s⁻¹ in mean spring conditions, and 0.55 and 0.45 m s⁻¹ in mean neap conditions. These tidal currents are oriented along the N75° direction during the flood phase and along the N250° during the ebb phase (Figure 3A).

In order to evaluate the tide-induced sediment mobility, friction velocity U^* is calculated from the current measurement by assuming a logarithmic velocity profile for the first meter above the seabed as described by the equation of Von Karman-Prandtl (Dyer, 1986; Soulsby, 1997):

$$U(z) = \frac{U^*}{\kappa} \left(\frac{z}{z_0} \right)$$

with $U(z)$ the current velocity at height z above the seabed, κ the constant of Karman (0.4) and z_0 the bottom roughness length. This last parameter depends on the properties of the seabed such as particle diameter and especially the absence/presence of ripples: $z_0 = k_s/30$, where k_s is the total roughness. In the total roughness, the skin roughness (k'_s) related to the particle diameter and the form roughness (k''_s) related to the ripple dimensions can be distinguished: $k_s = k'_s + k''_s$ (Van Rijn, 1993). Many formulations exist to evaluate these parameters. In the present paper, the following formulae are used: $k'_s = 2.5$

D_{50} (Soulsby, 1997) and $k''_s = Ah_r \left(\frac{h_r}{\lambda_r} \right)^B$, where h_r and λ_r are respectively the height and the wavelength of the ripples, A and B are constants (respectively 20 and 1) (van Rijn, 1982). Ripple height and wavelength are generally calculated using empirical models; the model proposed by Yalin (1985) is here used: $\lambda_r = 1000D_{50}$ and $h_r = 100D_{50}$.

In the vicinity of the current-meter, the mean value of the D_{50} of dune sediment is equal to 0.808 mm. Soulsby (1997) considers that a particle diameter of 0.8 mm is the limit between flat bed ($D_{50} > 0.8$ mm) and rippled bed ($D_{50} < 0.8$ mm). Measured D_{50} being very close to this limit value, calculation is carried out considering either flat and rippled seabed. The critical friction velocity U^*_{crit} is calculated thanks to formulations provided by Soulsby (1997) and is equal to 0.025 m s⁻¹ for this sediment.

The friction velocity is higher during the flood phase, whatever the tidal and seabed conditions are (Figure 3B). In neap conditions, the sediment is not mobilized when a flat seabed is considered; when a rippled seabed is considered, U^* is higher than U^*_{crit} for 20% of flood phase and 12% of ebb phase. In spring conditions, seabed morphology induces differences in sediment mobility when flood and ebb phases are compared. In case of a flat seabed, the sediment is mobilized only during flood. In case of a rippled seabed, the sediment is mobilized for relatively similar durations during flood and ebb phases (respectively 68% and 56%) but the friction velocity is maximal during flood (0.055 m s⁻¹ against 0.038 m s⁻¹ during ebb).

These results show that the sediment dynamics is flood-dominated and confirm what has been observed in other studies (e.g. Salomon and Breton, 1991, 1993). They also indicate a weak tide-induced sediment dynamics: about 150 km away, in the Dover Strait, in similar depths, sediment is mobilized during ebb and flood phases even in neap tides (Le Bot, 2001).

Data witnessing storm events are not available on the study area. In the Dover Strait, influence of storm on sediment transport and temporary currents that lead to the reversal of sediment transport direction have been recorded (Le Bot et al., 2000; Le Bot and Trentesaux, 2004). In the study area where the tidal dynamics is weaker, storms would probably have a

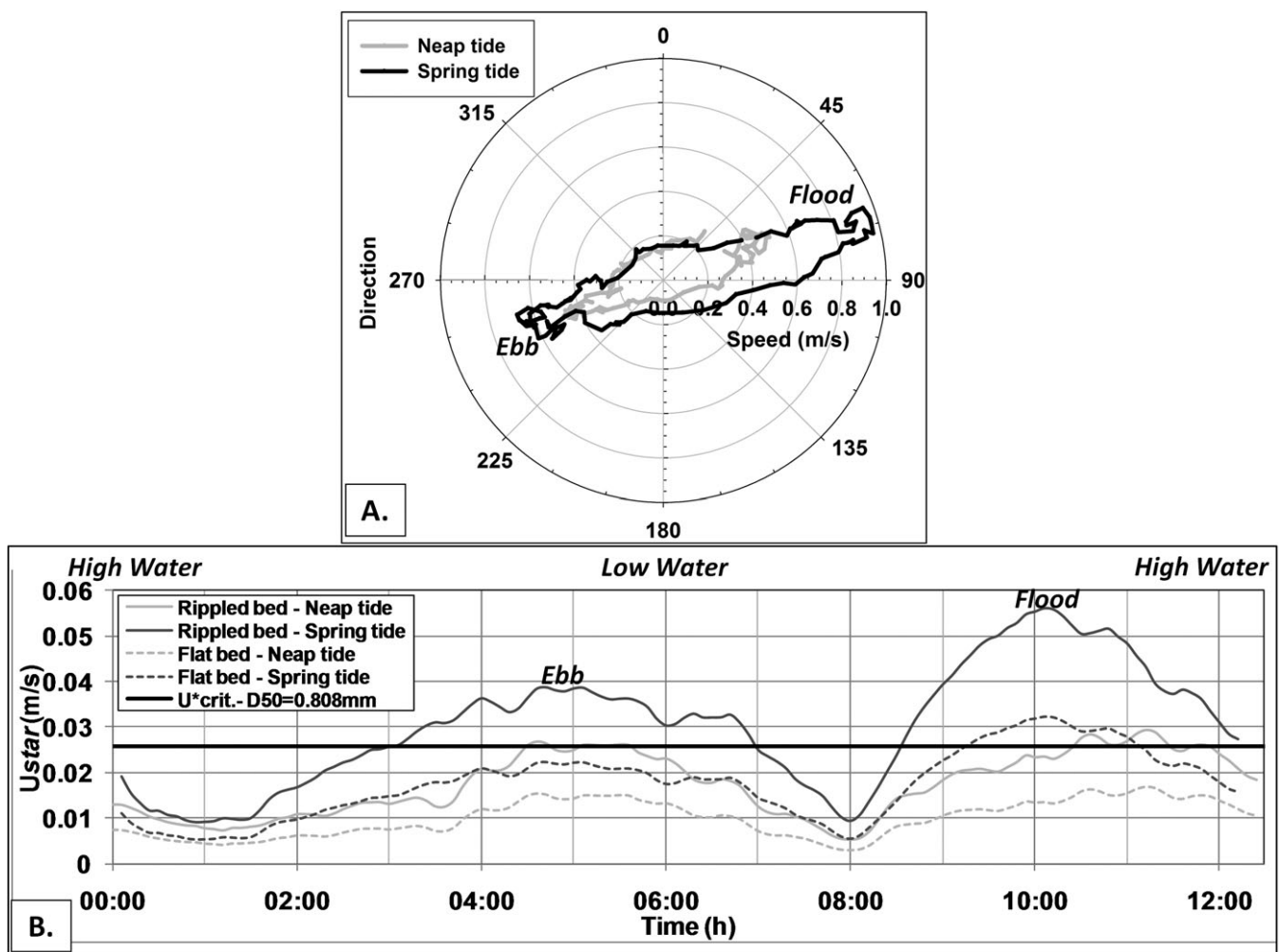


Figure 3. Tidal hydrodynamics and sediment mobility during mean neap and mean spring tides. (A) Rose diagrams of vertically averaged tidal currents measured during neap and spring tides in calm conditions, i.e. wind intensity less than 2 m s^{-1} (current-meter located in Figure 1). (B) U^* calculated from 2007 current data, with $D_{50} = 0.808 \text{ mm}$, for rippled and flat seabed, during semi-diurnal tidal cycles in mean neap and spring conditions.

stronger influence on sediment dynamics and would be able to reverse more easily tidal currents.

Dune Migration Dynamics

General change trends

Only the 1937 and 1993 survey data can be used to investigate the general evolution of the study area as they cover the whole field. The comparison of 1937 and 1993 DEMs is presented in Figure 4.

The comparison demonstrates that an important part of the area remained stable (i.e. seabed level variation inferior to 1 m) between 1937 and 1993. Sandbank outlines and inter-sandbank spaces do not show significant evolution. Changes occurred mainly in the dune fields. north-northwest/south-southeast alternating bands of erosion and accretion underline dune migration. For some sectors, in particular on the western border, erosion is observed over large distances (about several hundreds of meters). This observation seems to indicate an erosion trend of the western border of the sedimentary wedge of Picardy. It is in agreement with the observations of Augris *et al.* (2004) for the whole wedge on the long-term.

Dune morphodynamics over the multi-decennial (1937–1993 period) to decennial timescales (1993–2007 period)

Since significant changes are concentrated in dune fields, a detailed analysis of dune dynamics was realized. Three bathymetric profiles were selected in the study area (P1, P2 and P3 in the northwest, southwest and east sectors respectively; see location on Figure 1) in order to analyse the changes that occurred between 1937 and 1993 and 1993 and 2007 (Figure 5).

For each sector, we can clearly identify the different dunes between 1937, 1993 and 2007, named dunes A to D on the P1, I and J on the P2 and CE0 to CE2 on the P3.

Dune morphology displays different patterns of evolution. On the multi-decennial timescale, some dunes conserve almost the same morphological characteristics in each of the three sectors. Only the dunes C (P1), I and J (P2) show a significant decrease in height simultaneously with an increase in width, indicative of an evolution towards a less active shape. On the decennial timescale, the shapes of dune B, C (P1) and CE0 (P3) only slightly change with a weak steepening of the lee side. The other dunes display an increase in height, reaching 3 m for dune D (P1), associated to an important steepening of their flanks. These morphological changes

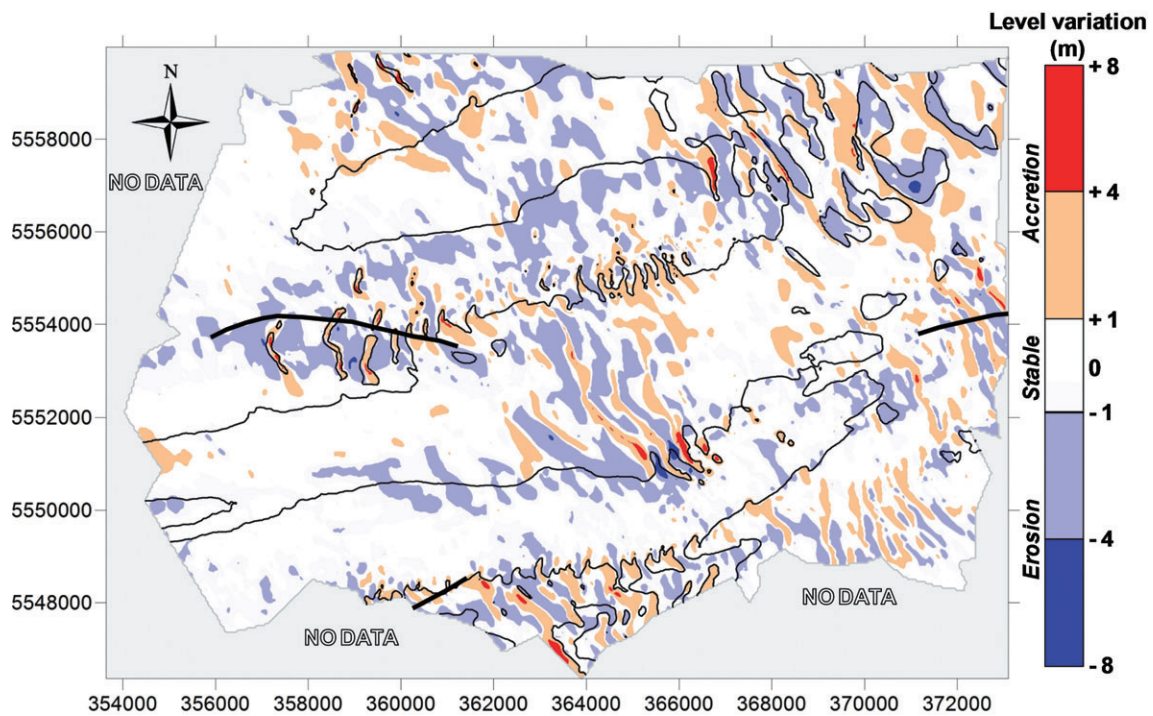


Figure 4. Evolution of the bathymetry of the study area between 1937 and 1993. The thin black line is the -20 m isobath from the 1993 survey (approximate baseline of tidal sandbanks). Red and blue colours indicate respectively zones in accretion and in erosion. Stable areas (level variations less than 1 m) are in white. The thick black lines locate the bathymetric profiles studied in the paper. This map is projected (geodesic system: WGS84, projection: UTM 31N). This figure is available in colour online at wileyonlinelibrary.com

induce an increase in the dune asymmetry, indicating an evolution towards a more active shape during this 14-year period.

In term of dynamics, all the dunes have migrated toward the east over the multi-decennial to decennial timescales, although the migration pattern is not the same from one dune to another (Table II). Over the 1937–1993 period, the dunes in the northwest and southwest sectors evolved in a similar way. According to the considered dune, the eastward displacement ranges from 42 to $196 \text{ m} \pm 15 \text{ m}$ and corresponds to a mean migration speed range of about 0.8 to $3.5 \pm 0.25 \text{ m yr}^{-1}$. On this time interval, the dunes of the eastern sector (CE0 to CE2) migrate 1.5 to 2 times faster than those of the western sectors, i.e. at a rate reaching $5 \pm 0.25 \text{ m yr}^{-1}$. It is remarkable that for all dunes of the study area, whatever their migration speed, the movement concerns the entire sedimentary body: both dune crest and troughs have migrated on this timescale. Over the 1993–2007 period, dune dynamics is also complex. On the northwest and east sectors, dune displacements have the same order of magnitude: movements range from 20 to $60 \text{ m} \pm 10 \text{ m}$, i.e. 1.4 to $4.3 \pm 0.7 \text{ m yr}^{-1}$. For the dunes of the northwest sector, movements are rather restricted to their crest. The relatively sinuous dunes of the southwest sector are more mobile than the dunes of the other sectors, with values of migration speed varying between 2.9 and $6.6 \pm 0.7 \text{ m yr}^{-1}$.

Interpretation

Depending on the timescale and the sector considered, the mean migration speed of the dunes varied from 0.8 to 6.6 m yr^{-1} . These values are consistent with those observed by several authors. Berné (2000), in a synthesis, noted that very large dunes in tidal seas have migration rates of 0 to 70 m yr^{-1} . In neighboring sectors where hydro-sedimentary conditions are relatively similar to those in the study area (maximum current velocities of about 0.8 and 1.8 m s^{-1} , during spring

tide, at sea surface), Berné *et al.* (1989) and Le Bot (2001) respectively measured migration rates of 10 to 20 m yr^{-1} in the Surtainville area (central English Channel) and about 4.5 to 21 m yr^{-1} in the Dover Strait. In the present study, the lower measured migration speeds tend to show that dunes are less dynamic, as observed through their smoother flank slopes.

For both the multi-decennial and the decennial timescales, the dune migration is directed toward the east-northeast and coincides with the direction of the residual tidal currents. This could indicate that tide is the dominant hydrodynamic agent responsible for dune migration. But, except for the eastern sector, migration rates recorded at the decennial timescale are generally about 1.5 to 4 times higher than those obtained at the multi-decennial scale. Langhorne (1982) has already noted that dune migration rate depends on the period of observation (semi-diurnal cycle, neap-spring tidal cycle to annual timescales). This result underlines that the influence of the hydrodynamic agent responsible for sediment dynamics is not constant in time, and/or that sedimentary dynamics is governed by different hydrodynamic factors according to the timescale considered.

Tidal currents are probably the prevalent factor controlling the long-term dune morphodynamic behavior. Since dune movements are faster on the decennial timescale, we assume that other hydrodynamic factor(s) combine with tidal currents. This combination would explain the complexity of dune morphodynamics at the multi-decennial to decennial timescales.

Dune Architecture

The study of dune internal structure allows a better understanding of dune dynamics. Many authors have successfully used very high resolution seismics to access to the internal structure of submarine dunes (Dalrymple, 1984; Berné *et al.*, 1988; Berné *et al.*, 1993; Le Bot *et al.*, 2000; Le Bot and

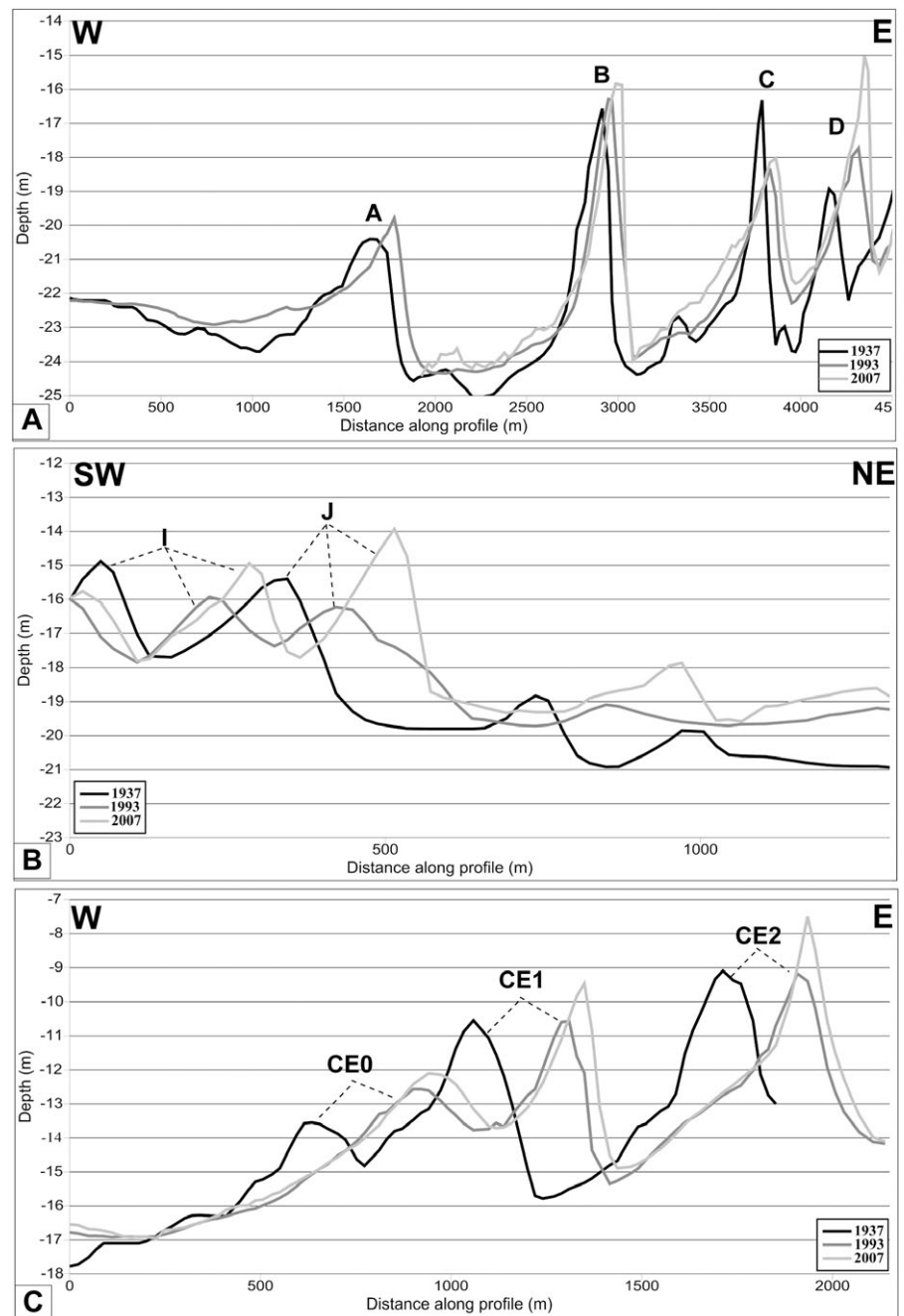


Figure 5. Seabed bathymetry along the profiles P1 (A), P2 (B) and P3 (C) in 1937, 1993 and 2007. Profiles P1, P2 and P3 are respectively in the north-west, southwest and east sectors (for location, see Figures 1 and 4).

Table II. Dune migration characteristics

		Northwest sector				Southwest sector		East sector		
		A	B	C	D	I	J	CE0	CE1	CE2
1937–1993	Crest	95 (1.7)	53 (0.9)	42 (0.8)	161 (2.9)	172 (3.1)	76 (1.4)	258 (4.6)	251 (4.5)	195 (3.5)
	Feet	–	152 (2.7)	43 (0.8)	0 (0)	–	164 (2.9)	–	283 (5)	196 (3.5)
1993–2007	Crest	91 (1.6)	43 (0.8)	90 (1.6)	134 (2.4)	196 (3.5)	103 (1.8)	283 (5)	178 (3.2)	–
	Feet	–	53 (3.8)	32 (2.3)	32 (2.3)	64 (4.6)	92 (6.6)	40 (2.9)	38 (2.7)	27 (1.9)
		–	20 (1.4)	0 (0)	0 (0)	–	40 (2.9)	–	60 (4.3)	21 (1.5)
		–	0 (0)	0 (0)	0 (0)	40 (2.9)	–60 (–4.3)	60 (4.3)	20 (1.4)	–

Note: Dune displacements along profiles P1 (dunes A, B, C and D), P2 (dunes I and J) and P3 (dunes CE0, CE1 and CE2), and the corresponding mean migration speeds (between brackets in $\text{m}\cdot\text{yr}^{-1}$) over the 1937–1993 and 1993–2007 periods. The movements of dune crest and feet have been measured (western foot values are written above eastern ones). The error margins of dune movement are estimated to be ± 15 m for the 1937–1993 period, and ± 10 m for the 1993–2007 period. The error margins of migration rate corresponding are respectively ± 0.25 $\text{m}\cdot\text{yr}^{-1}$ and ± 0.7 $\text{m}\cdot\text{yr}^{-1}$. Positive and negative values correspond respectively to an eastward and westward migration. Location of bathymetric profiles P1, P2 and P3 are presented in Figures 1 and 4.

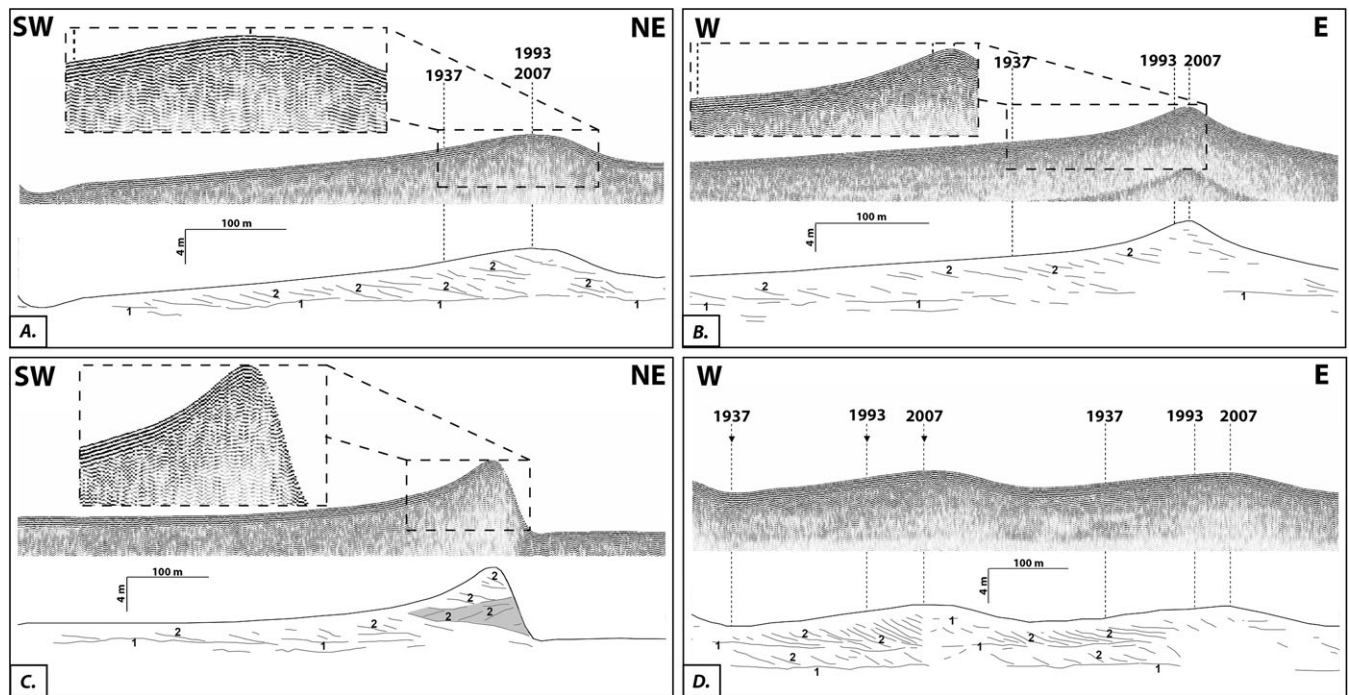


Figure 6. Dune internal architectures; 3.5 kHz seismic profiles and their interpretation. (A) Architecture 1, example of dune D (seismic profile P5); (B) Architecture 1, example of dune CE2 (seismic profile P7); (C) Architecture 2, example of dune A (seismic profile P4); (D) Architecture 3, example of dunes I and J (seismic profile P6). Position of dune crests in 1937, 1993 and 2007 are located for each dune (dashed lines). Numbering 1 and 2 indicate first- and second-order reflectors. The dashed boxes correspond to seismic profile zooms. Location of seismic profiles given in Figure 1.

Trentesaux, 2004) and tidal sandbanks (Tessier *et al.*, 1997; Trentesaux *et al.*, 1999; Chaumillon *et al.*, 2002; Chaumillon *et al.*, 2008).

Geometry of the internal bounding surfaces

The terminology defined by Brookfield (1977) for aeolian dunes, and used by Berné *et al.* (1988, 1989, 1993) and Le Bot and Trentesaux (2004) in submarine dunes is adopted herein. This terminology is based on the geometry and the distribution of the internal bounding surfaces.

The analysis of seismic profiles, on the whole study area and on the various types of dunes, reveals two main kinds of seismic reflectors. The distribution of these discontinuities in selected dunes is presented on Figure 6.

The first-order reflectors (numbering 1 on Figure 6) correspond to subhorizontal to horizontal discontinuities. They are generally located at the dune base and locally in their upper part. At the base, the reflectors are characterized by high amplitude and high to moderate continuity, whereas at the dune top, amplitude and continuity are low and they truncate underlying surfaces. In other studies, these reflectors are interpreted as the progradation mark of the dune above the relict gravel pavement when observed at the dune base, and as a wave action erosional surface (Berné *et al.*, 1988; Berné *et al.*, 1989) or as a progradational surface of superimposed small dunes (Le Bot and Trentesaux, 2004) when observed within the dunes, and particularly in the upper part.

The second-order reflectors (numbered 2 on Figure 6) are oblique and downlap the first-order reflectors. They have dip with angles varying between 0.5° and 4° , perpendicularly to the dune crest. On along-crest profiles, measured dips are sub-horizontal (0.5° – 1°) and indicate that the dips measured on the profiles transverse to dunes are close to real dips. The dip angles are significantly smaller than those reported by Dalrymple (1984), Berné (1991) and Le Bot and Trentesaux

(2004) which respectively measured ranges 9° – 14° , 5° – 15° , and 9° – 11° . In spite of this difference, the second-order reflectors constitute the dune master-bedding as defined in the previously mentioned studies.

General architecture

Depending on the organization of the first- and second-order surfaces, three kinds of internal architecture are identified.

Most dunes, despite different morphological characteristics, display a similar internal architecture (Architecture 1, Figures 6A and 6B). The first-order surfaces generally define dune base. Within the dunes, the second-order surfaces delimit relatively thick sub-units which dip toward the east-northeast. Our interpretation is that this architecture corresponds to an up-piling of east-northeast prograding second-order units. Locally, these units and reflectors are truncated in their upper part by first-order reflectors.

Within a few dunes, some second-order bounding surfaces dip toward the west-southwest. In these cases, dune architecture consists of a succession of east-northeast prograding second-order units, interrupted by several west-southwest prograding second-order units. This opposite progradation direction can be very punctual (only one sub-unit), or can affect a big part of the dune, as in the case of dune A displaying three opposite progradation units (Architecture 2, Figure 6C). These opposite progradation units (grey unit on Figure 6B) are delimited by reflectors which have a very low slope (0.5° – 1°) and contain opposite second-order sub-units bounded by relatively more inclined surfaces (1.5° – 2.5°).

In some sectors of the study area, as in the southwest sector, the dune architecture frequently displays a vertical stacking of two large seismic units which are delimited by first-order reflectors and display thicknesses of several meters (Architecture 3, Figure 6D). Both units display each the type 1 architecture. The lower unit corresponds to remnants of previous dunes, and upper unit represents the active dune system.

Table III. Calculation of the formation periodicity of the second-order erosive surfaces over the 1937–1993 and 1993–2007 periods

		Northwest sector	Southwest sector		East sector
		D	I	J	CE2
1937–1993 period	Second-order reflectors counted	4	7·7	3	6
	Formation periodicity (years)	14	7·3	18·7	9·3
1993–2007 period	Second-order reflectors counted	1·6	3	1·7	–
	Formation periodicity (years)	8·8	4·6	8·2	–

Note: The number of second-order reflectors for one dune corresponds to the average value of the number of second-order reflectors for every available sections of this dune.

Formation periodicity of the second-order reflectors

The positions of dune crests are known from hydrographic surveys in 1937, 1993 and 2007. By coupling the bathymetric and seismic data, it is possible to estimate the formation periodicity of the seismic second-order discontinuities described previously and to identify the forcing agent responsible for their formation (Berné *et al.*, 1989).

Positions of the crests of dunes in 1937, 1993 and 2007 were reported on the seismic sections along the dunes (Figure 6). By counting the number of second-order reflectors between two dates, it is possible to estimate the formation periodicity of these bounding surfaces. This calculation was applied only to the best quality seismic profiles, i.e. those where the bounding surfaces are clearly visible, and on several sections across one dune in order to get average values. Moreover, calculations were carried out only on dunes exhibiting type 1 and type 3 architectures (without reversed migrating pattern). Lastly, we assumed that all sedimentary units deposited are preserved, at least partially (eroded in their upper part but never completely). Thus, the obtained results correspond to the maximal formation periodicity of these discontinuities. The results of calculations are presented in the Table III.

The formation periodicity of the second-order erosive surfaces ranges from 4 to 18 years, according to the considered dune. The obtained values are systematically lower on the 1993–2007 period compared to the 1937–1993 period (approximately divided by two). Nevertheless, in spite of this variability, the recorded formation periodicities of these erosive surfaces are in the same order of magnitude (pluri-annual to decennial).

Discussion

Geometry and distribution of internal bounding surfaces as described in this study have already been observed within submarine dunes in shallow water and the mechanisms responsible for their formation discussed by many authors (e.g. Allen, 1980; Dalrymple, 1984; Berné *et al.*, 1988; Berné *et al.*, 1989; Berné, 1991; Le Bot *et al.*, 2000; Le Bot and Trentesaux, 2004). In the present context, we particularly focus on the second-order discontinuities since they constitute dune master bedding. Several phenomena can explain the presence of bounding surfaces within the dunes. They can be interpreted as erosional surfaces (e.g. Berné *et al.*, 1988; Berné *et al.*, 1989), and/or as variations in lithological characteristics, particularly the grain-size of sediment (e.g. Dalrymple, 1984; Berné *et al.*, 1989; Reesink and Bridge, 2007).

In the study area, we have no long-term hydrodynamic data (measurements of currents, of waves, etc.) which could be related with the dune movements and with the internal archi-

tectures. Thus, it is not possible to determine directly which hydrodynamic agents, and consequently which phenomena, are dominant in dune dynamics. In order to cope with this lack of data, the selected approach consists in comparing the recurrence of the formation of the second-order reflectors, estimated thanks to the bathymetric and seismic monitoring, with the cyclicities that characterize the hydrodynamic agents and are reported in the literature.

Origin of the formation of the second-order reflectors: cyclicities comparison

In the eastern English Channel, coastal zones correspond to a mixed environment characterized by strong tidal currents and frequent storms. In the study area, the recurrence of the formation of the second-order surfaces structuring the dunes varies between 4 and 18 years. This could explain the relatively low dune migration rates.

These time intervals could coincide with the long-term tidal cyclicities such as the 18·6 year lunar nodal cycle modulated on a period of four to six years (Pugh, 1987). Nodal tide variation causes a periodic change of the mean tidal range of about 3% (Gratiot *et al.*, 2008), and affects the associated currents and the sediment transport capacity (Oost *et al.*, 1993).

Many authors have previously stated that a decennial variability of storm activity is added to the seasonal one in Northern Europe (Costa, 1997; Schmith *et al.*, 1998; Bouligand and Pirazzoli, 1999; Dawson *et al.*, 2004). By studying pressure data in the north-east Atlantic for the period 1875–1995, Schmith *et al.* (1998) have noted that the storminess is characterized by considerable variations on inter-annual and decennial timescales. Costa (1997) has studied the recent evolution of the extreme positive sea surges on the Norman coasts, using statistical analysis of the gradients of atmospheric pressure. He has observed variations with major recovery periods of 7, 10 and 15 years. Bouligand and Pirazzoli (1999) observed the same order of magnitude for positive sea surges frequency recorded in Brest (cycles of 11 to 16 years).

This medium-term climatic variability should influence the sedimentary dynamics and be recorded into the sedimentary features. An example of the sedimentary recording of this variability is visible on the coastline in the south of the Bay of Somme, some 25–35 km from the study area (location on Figure 1). In this zone, the long-shore drifting allowed the construction of the pebble barrier called 'Le Hourdel', 16 km long and 1·5 km wide (Claveleau, 2007). Its sedimentary dynamics is not time-regular. The spit migration is mainly due to developments of pebble hooks, with frequencies varying between 2 and 11 years (Bellessort and Migniot, 1986). These sedimentary features are the results of extreme storm events which have a strong impact on coastal sedimentary fluxes.

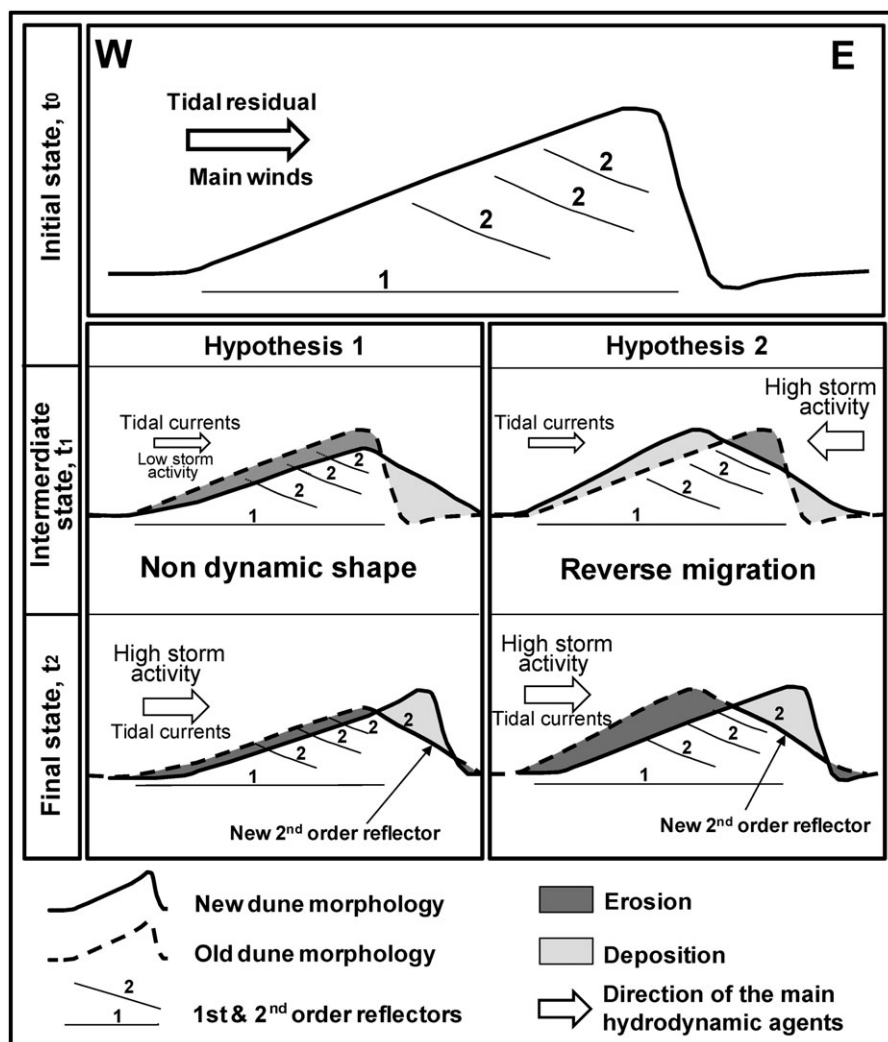


Figure 7. Synthetic schema of the two theories of the formation of the second-order discontinuities. The thickness of the arrow is proportional to the global sediment transport intensity. The police size of hydrodynamic agents is proportional to their relative intensity. This representation is a conceptual model in which angles, volumes and dimensions do not necessarily conform to reality.

Given the shallowness of the study area (10–30 m), it is strongly probable that this medium-term variability of storms also influences the dynamics of the studied dunes. The formation periodicity of the dune master bedding, ranging from 4 to 18 years, seems to confirm this assumption. It seems that the sedimentary dynamics is strongly linked to large-scale climate fluctuations, especially those related to the North Atlantic Oscillation (NAO), the major source of inter-annual to decennial variability in the atmospheric circulation in Northern Europe (Hurrell, 1995). Indeed, many studies indicated the good correlation between the storminess and the high positive NAO index in this region (e.g. Hurrell, 1995; Dawson *et al.*, 2004; Lozano *et al.*, 2004).

The measured values of periodicity are lower on the 1993–2007 period compared to the 1937–1993 period. This observation implies that the number of second-order reflectors is underestimated on the long-term (less preserved units than really deposited units) and/or that the activity of the storms has been more intense over the recent period. In Northern Europe, studies have suggested an increase in storminess since around 1970 (e.g. Costa, 1997; Schmith *et al.*, 1998) or an increase in storm intensity (Lozano *et al.*, 2004).

Hypothesis of formation of the second-order discontinuities

The dynamic agents playing a significant role in dune dynamics, i.e. tide, storms or an association of both, present cyclical

ties that may explain the recurrence of formation of the second-order reflectors. According to the predominance of one of these agents, the processes responsible for the formation of these discontinuities will not be the same ones. Two theories seem probable to explain the formation of these discontinuities (schematized in Figure 7).

In both assumptions, the action of tide and wind is assumed to be strong enough to allow dune dynamics at the initial state (t_0). Dune morphology and internal architecture are representative of what is observed most frequently on the study zone: a residual migration and progradation toward the east-northeast is recorded in the internal architecture (architecture 1, Figure 6A.).

In hypothesis 1, alternation of periods of low (tide dominated) and high (storm dominated) energy are invoked as the main factors responsible for the formation and preservation of the second-order discontinuities. At time t_1 , in a period of low storm activity, the sediment transport capacity is low. Only the finer particles are transported by the tidal currents which can be combined with the action of waves, predominantly from the west-southwest. In this case, avalanche phases of coarser sediment are probably impossible. Therefore, waves largely increase the quantities of sediment transported by the current because they generate significant bottom shear stresses, inducing sediment suspension (Soulsby, 1997) and sandy rainfalls (Berné *et al.*, 1989). The stoss side and crestal part of dunes is partially eroded. A fine-grained and homogeneous sedimentary unit is deposited on the lee side of dunes. Under these weak hydrodynamic conditions, dunes do not migrate but

evolve toward a less dynamic morphology: height and asymmetry reduction, smoothing of their sides. It is necessary that no major event of storm takes place during several years to allow a predominance of smoothing processes, which lead to an important reorganization of dune sediment volumes.

At time t_2 , in a period of strong storm activity, sediment transport is increased, dune dynamics is reactivated and dunes migrate towards the east (Figure 7). This migration is probably fortified by significant storms from the west-southwest which are the most frequent in the study area. Under these conditions, the dune stoss side is eroded and a thick coarse-grain unit is deposited on the dune lee side. With current velocity increase, a counter-current vortex above the dune lee side produced by flow separation at the dune crest (Dyer, 1986), can also appear and allow sediment to be transported from the trough toward the crest of the dune. These sediment movements are accompanied by a steepening of the dune sides, especially the lee side. When the stability angle is reached on the lee side, avalanche phases of coarser sediment may be observed. In this hypothesis, second-order reflectors are the marks of weak energy periods (periods of low storm activity) during which few and only fine sediment is deposited. During these periods, dunes do not migrate and dune morphology experiences smoothing.

In hypothesis 2, the climatic medium-term fluctuations associated to the variability of storminess is presented as the major factor influencing the dune dynamics. Periods of high storm activity are responsible for dune main structural features. According to this assumption, at time t_1 , it is supposed that waves and currents, induced by a succession of exceptional storms coming from the northeast, are more efficient than the tidal currents. Due to the presence of the Dover Strait, winds coming from the north-northeast (direction ranging between about N0° and N35°) have an important fetch (> 500 km) which can induce events of high energy. In this case, residual currents are reversed and oriented toward the west-southwest and the dune migration is stopped or reversed toward the west-southwest. In the last situation, the dune lee side is eroded and the sediment is deposited on the dune stoss side.

When storms from the north-northeast cease and exceptional storms from west-southwest established, the dune migration toward the east starts again (final state, t_2 , Figure 7) and the dune morphology recovers its initial shape. In this assumption, second-order discontinuities are interpreted as erosional surfaces formed during high energy periods or events as proposed by Berné (1991) and Le Bot and Trentesaux (2004). These discontinuities underline periods during which the effects of storms, with major wind direction opposed to tidal residual, induce an inversion of the directions of both the sedimentary transport and the dune migration.

These two theories both make it possible to explain why the dunes have a low migration rate compared with the values reported in the literature. It is currently difficult to determine which theory prevails or to what extent it is the combination of both. Nevertheless, only hypothesis 2 can explain the opposite progradation units observed in architecture 2 (dune A, Figure 6B): it seems necessary that a high energy event or a high energy period opposes the tidal action, to allow the deposition and the record of this sedimentary unit. Berné (1991) and Berné *et al.* (1993) observed similar architectures in estuarine environments influenced both by tidal currents and fluvial discharge. They interpreted the reverse units as the result of an alternation of flood-dominated phases, and ebb-dominated phases associated with high river discharge. Berné *et al.* (1988) and Le Bot and Trentesaux (2004) described similar architectures in environments where tidal currents and wind-driven currents are prevalent. These authors interpreted

the second-order discontinuities as erosive structures due to storm events, and the opposite progradation units as deposits during these high energy events. Only some dunes located in the western part of the study area present these units: this can be explained by a more important fetch in this sector for winds coming from the northeast.

Conclusion

In the eastern English Channel, the sedimentary wedge of Picardy, located off the Bay of Somme, is one of the exceptional sites where sediments are preserved in the area. To study the evolution of its western part, bathymetric and seismic data have been used to analyze on a multi-decennial to decennial timescales the dynamics of dunes, which are the prevalent bedforms in the area. The following conclusions have been noted:

- (1) In the western part of the sedimentary wedge of Picardy, sediment dynamics is mainly recorded in dune fields. Over the 1937–1993 period, an weak erosion trend is observed for the western border of the sedimentary wedge.
- (2) The dunes do not have a very dynamic behavior: dune morphology is not very active (low lee and stoss sides slopes with respective average inclinations of 8° and 3°) and dune migration rate is not very high (values varying between 0.8 ± 0.25 m yr⁻¹ and 6.6 ± 0.7 m yr⁻¹).
- (3) Dune residual movements are toward the east. Dune migration speeds recorded on the decennial timescale are generally about 1.5 to 4 times higher than those obtained on the multi-decennial timescale. Whatever the time interval considered, dune movements coincide with the direction of the residual tidal currents: this seems to indicate that gross dune dynamics is controlled by tide. However, the variable migration speeds recorded on the 1937–1993 and the 1993–2007 periods could imply that tide is not the only hydrodynamic agent controlling dune movement.
- (4) From seismic profiles, different kinds of dune internal architecture are identified. Second-order discontinuities displaying a dip range of 0.5° to 4° perpendicular to dune crest constitute dune master bedding. Dunes are constituted by eastward prograding units, except some rare units that have an opposite direction of migration. Dune internal structures are typical of mixed environments, influenced by tides and storm events.
- (5) The formation periodicity of the second-order erosive surfaces ranges from about 4 to 18 years, according to the considered dunes and time period. These time intervals coincide with the long-term tidal cyclicities (18.6 to 6–4 years) and also with the inter-annual to decennial variability of storm activity related to the large-scale climate fluctuations as the NAO. Two theories of the formation of the second-order discontinuities are developed. Either, these reflectors are interpreted as the marks of weak energy periods, i.e. weak tidal action associated to weak storm activity, during which little and fine sediment is deposited, or the second-order reflectors are considered as erosive surfaces due to periods or events of high energy storms. In the second theory, it is supposed that waves and currents induced by exceptional storms are responsible for the dune major structuration: storms from the northeast are more efficient than the tidal currents and imply a temporary inversion in dune migration, and storms from the west transport large amounts of sediment in this direction, forming the preserved thick sedimentary units.

In order to have a better understanding of the dynamics of dunes on the medium-term and to predict their movement, it is

essential to characterize exactly the relationship between the large-scale climate patterns, the occurrence of storms in the North-Atlantic region and the resultant sediment dynamics.

Acknowledgments—The study is supported by the Hydrographic and Oceanographic Office of the French Navy (SHOM) and the Regional Council of 'Haute-Normandie' (France).

The authors would like to thank the officer and the crew of the RV 'Côte d'Aquitaine' (INSU/CNRS) and the RV 'Thalia' (IFREMER/Génavir). We also want to thank the SHOM for providing bathymetric data from 1937 and 1993. Finally, we gratefully acknowledge Michel Simon for the assistance of work field, Joël Brown for the English revision, and the two anonymous reviewers for their detailed and constructive comments that allowed us to improve the manuscript.

References

- Allen JRL. 1980. Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology* **26**: 281–328.
- Auffret JP, Alduc D, Larssonneur C, Smith AJ. 1982. *La Manche Orientale: carte des paléo-vallées et des bancs sableux*. Cnexo-BRGM: Paris.
- Augris C, Clabaut P, Costa S, Gourmelon F, Latteux B. 2004. *Evolution morpho-sédimentaire du domaine littoral et marin de la Seine-Maritime*. IFREMER: Plouzane; 159 pp.
- Bailly du Bois P, Dumas F. 2005. Fast hydrodynamic model for medium- and long-term dispersion in seawater in the English Channel and Southern North Sea, qualitative and quantitative validation by radionuclide tracers. *Ocean Modelling* **9**: 169–210.
- Belderson R, Johnson M, Kenyon N. 1982. Bedforms. In *Offshore Tidal Sand, Processes and Deposits*, Stride AH (ed.). Chapman & Hall: London; 27–57.
- Bellessort B, Migniot C. 1986. Catalogue sédimentologique des côtes françaises. Côtes de la Mer du Nord et de la Manche: de la baie de Somme à la baie de Seine. *Laboratoire Central d'Hydraulique de France* 135–230.
- Berné S. 1991. *Architecture et dynamique des dunes tidales*. PhD Thesis, University of Lille 1, Villeneuve-d'Ascq; 295 pp.
- Berné S. 2000. Architecture, dynamics and preservation of marine sand waves (large dunes). In *Marine Sandwave Dynamics, International Workshop*, Trentesaux A, Garlan T (eds). University of Lille 1: Villeneuve-d'Ascq; 25–28.
- Berné S, Auffret JP, Walker P. 1988. Internal structure of subtidal sand waves revealed by high-resolution seismic reflection. *Sedimentology* **35**: 5–20.
- Berné S, Allen G, Auffret JP, Chamley H, Durand J, Weber O. 1989. Essai de synthèse sur les dunes hydrauliques géantes tidales actuelles. *Bulletin de la Société Géologique de France* **6**: 1145–1160.
- Berné S, Castaing P, LeDrezen E, Lericolais G. 1993. Morphology, internal structure and reversal of asymmetry of large subtidal dunes in the entrance to Gironde estuary (France). *Journal of Sedimentary Petrology* **63**: 780–793.
- Bouligand R, Pirazzoli PA. 1999. Positive and negative sea surges at Brest. *Oceanologica Acta* **22**(2): 153–166.
- Brookfield ME. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology* **24**: 303–332.
- Chaumillon E, Gillet H, Weber N, Tesson M. 2002. Evolution temporelle et architecture interne d'un banc sableux estuarien : la Longe de Boyard (littoral atlantique, France). *Comptes Rendus Geoscience* **334**: 119–126.
- Chaumillon E, Bertin X, Falchetto H, Allard J, Weber N, Walker P, Pouvreau N, Woppelmann G. 2008. Multi time-scale evolution of a wide estuary linear sandbank, the Longe de Boyard, on the French Atlantic coast. *Marine Geology* **25**: 209–223.
- Claveleau D. 2007. *Evolution morpho-sédimentaire quaternaire de la plate-forme continentale de la côte d'Albâtre (Manche Orientale, France)*, PhD Thesis, University of Rouen; 251 pp.
- Costa S. 1997. *Dynamique littorale et risques naturels. L'impact des aménagements, des variations du niveau marin et des modifications climatiques entre la Baie de Seine et la Baie de Somme*, PhD Thesis, University of Paris I; 330 pp.
- Dalrymple RW. 1984. Morphology and internal structure of sand waves in the Bay of Fundy. *Sedimentology* **31**: 365–382.
- Dawson A, Elliott L, Noone S, Hickey K, Holt T, Wadhams P, Foster I. 2004. Historical storminess and climate 'see-saws' in the North Atlantic region. *Marine Geology* **210**: 247–259.
- Dewez S. 1988. *Sédimentation et dynamique en Manche Orientale (de la Baie d'Authie au cap d'Alprech)*, PhD Thesis, University of Lille Flandres-Artois; 256 pp.
- Dyer KR. 1986. *Coastal and Estuarine Sediment Dynamics*. John Wiley & Sons: Chichester; 342 pp.
- Folk RL, Ward WC. 1957. Brazos River Bar: a study in a significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* **27**(1): 3–26.
- Gratiot N, Anthony EJ, Garedl A, Gauchet C, Proisy C, Wells JT. 2008. Significant contribution of the 18.6 year tidal cycle to regional coastal changes. *Nature Geoscience* 169–172.
- Grochowski NTL, Collins MB, Boxall SR, Salomon JC, Breton M, Lafite R. 1993. Sediment transport pathways in the Eastern English Channel. *Oceanologica Acta* **16**(5–6): 531–537.
- Guegueniat P, Bailly du Bois P, Salomon JC, Masson M, Cabioch L. 1995. FLUXMANCHE radiotracers measurements: a contribution to the dynamics of the English Channel and North Sea. *Journal of Marine Systems* **6**: 483–494.
- Hurrell JW. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperature and precipitation. *Science* **269**: 676–679.
- Idier D, Ehrhold A, Garlan T. 2002. Morphodynamique d'une dune sous-marine du détroit du Pas de Calais. *Comptes Rendus Géosciences* **334**: 1079–1085.
- Langhorne DN. 1982. A study of the dynamics of a marine sandwave. *Sedimentology* **29**(4): 571–594.
- Larssonneur C, Vaslet D, Auffret JP. 1978. *Les sédiments superficiels de la Manche. Carte à l'échelle 1/500 000*. Cnexo-BRGM: Paris.
- Le Bot S. 2001. *Morphodynamique de dunes sous-marines sous influence des marées et des tempêtes. Processus hydro-sédimentaires et enregistrement. Exemple du Pas de Calais*, PhD Thesis, University of Lille; 300 pp.
- Le Bot S, Trentesaux A, Garlan T, Berné S, Chamley H. 2000. Influence des tempêtes sur la mobilité des dunes tidales dans le détroit du Pas-de-Calais. *Oceanologica Acta* **23**: 129–141.
- Le Bot S, Trentesaux A. 2004. Types of internal structure and external morphology of submarine dunes under the influence of tide- and wind-driven processes (dover strait, northern France). *Marine Geology* **211**: 143–168.
- Lozano I, Devoy RJN, May W, Andersen U. 2004. Storminess and vulnerability along the Atlantic coastlines of Europe: analysis of storm records and of a greenhouse gases induced climate scenario. *Marine Geology* **210**: 205–225.
- McCave IN, Langhorne DN. 1982. Sand waves and sediment transport around the end of a tidal sand bank. *Sedimentology* **29**: 95–110.
- Maroni CS. 1997. *Détermination automatique de la stratification des fonds sous-marins à l'aide d'un sondeur de sédiment*, PhD Thesis, University of Bretagne Occidentale, Brest; 210 pp.
- Morelissen R, Hulscher SJMH, Knaapen MAF, Nemeth AA, Bijker R. 2003. Mathematical modeling of sand wave migration and the interaction with pipelines. *Coastal Engineering* **48**(3): 197–209.
- Oost AP, de Haas H, Ijnsen F, van den Boogert JM, de Boer PL. 1993. The 18.6 yr nodal cycle and its impact on tidal sedimentation. *Sedimentary Geology* **87**(1–2): 1–11.
- Pugh DT. 1987. *Tides, Surges and Mean Sea-Level*. John Wiley & Sons: Chichester; 488 pp.
- Reesink AJH, Bridge JS. 2007. Influence of superimposed bedforms and flows unsteadiness on formation of cross strata in dunes and unit bars. *Sedimentary Geology* **202**: 281–296.
- Salomon JC, Breton M. 1991. Courants résiduels de marée dans la Manche. *Proceedings of the International Colloquium on the environment of epicontinental seas, Lille*. *Oceanologica Acta* **11**: 47–53.
- Salomon JC, Breton M. 1993. An atlas of long-term currents in the Channel. *Oceanologica Acta* **16**(5–6): 439–448.
- Schmith T, Kaas E, Li TS. 1998. Northeast Atlantic winter storminess 1875–1995 re-analysed. *Climate Dynamics* **14**: 529–536.
- SHOM. 1968. *Courants de marée dans la Manche et sur les côtes françaises de l'Atlantique*, no. 550. Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM): Brest.

- Soulsby R. 1997. *Dynamics of Marine Sand*. Thomas Telford: London; 272 pp.
- Tessier B, Corbau C, Chamley H, Auffret JP. 1997. Internal structure of shoreface banks revealed by high-resolution reflection in a macrotidal environment (Dunkerque area, northern France). *Journal of Coastal Research* **15**: 593–606.
- Trentesaux A, Stolk A, Berné S. 1999. Sedimentology and stratigraphy of a tidal sand bank in the southern North Sea. *Marine Geology* **159**: 253–272.
- Van Rijn LC. 1982. Equivalent roughness of alluvial bed. *Journal of Hydraulic Division, American Society of Civil Engineers* **108**(10): 1215–1218.
- Van Rijn LC. 1993. *Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas*. Aqua Publications: Amsterdam.
- Weber N. 2004. *Morphologie, architecture des dépôts, évolution séculaire et millénaire du littoral charentais. Apports de la sismique réflexion combinée à des suivis bathymétriques et validée par des vibrocarottages*. PhD Thesis, University of La Rochelle; 308 pp.
- Whitehouse RJS, Damgaard JS, Langhorne DN. 2000. Sandwaves and seabed engineering: the application to submarine cables. In *Marine Sandwave Dynamics, International Workshop*, Trentesaux A, Garlan T (eds). University of Lille: Lille; 227–234.
- Yalin MS. 1985. On the determination of ripple geometry. *Journal of Hydraulic Division, American Society of Civil Engineers* **111**(8): 1148–1155.

Morphodynamique de dunes sous-marines en contexte de plate-forme mégatidale (Manche Orientale). Approches multi-échelles spatio-temporelles.

La Manche orientale est une plate-forme continentale mégatidale soumise à l'action de la houle. Au large de Dieppe, les fonds marins sablo-graveleux modelés de dunes et de bancs sableux, et caractérisés par un gradient hydro – morpho – sédimentaire, sont étudiés selon plusieurs échelles spatiales (grain, dune, gradient) et temporelles emboîtées (instantané, cycles semi-diurne, et semi-lunaire, année, plusieurs décennies). Des analyses multi-variées, réalisées sur des paramètres morphologiques, sédimentaires et hydrodynamiques, ont montré que la granulométrie et le disponible sédimentaire sont les facteurs principaux de contrôle de la morphologie et de la dynamique des dunes. Une variabilité inter-dune beaucoup plus marquée que la variabilité intra-dune est mise en évidence à partir des caractéristiques granulométriques et benthiques. Sur une période de 56 ans, des levés bathymétriques répétés montrent un ralentissement des vitesses de migration des dunes lorsque la période d'observation considérée s'allonge, ce qui témoigne d'une oscillation importante et fréquente des déplacements des dunes. Sur les pas de temps supérieurs à un an, le corps dunaire dans son ensemble se déplace et la direction de migration des dunes coïncide avec celle du résiduel de marée. A l'échelle du cycle semi – diurne au cycle semi – lunaire, les déplacements sont souvent cantonnés à la zone de crête. Une ré-organisation des stocks sédimentaires se fait à l'échelle du champ de dunes, et non à l'échelle de la dune. Les calculs de flux charriés en granulométrie étendue montrent qu'une houle, même faible, peut inverser le transport sédimentaire résiduel et augmenter les quantités de sédiments transportées (de 10 à 100 fois plus pour une hauteur significative de houle de 1,5 m, et jusqu'à 1000 fois plus pour des houles annuelles). Des mesures de sismique THR permettent de visualiser des discontinuités, pentées de 0,5 à 4 ° (2nd ordre), qui constituent le maître-litage des dunes et dont la périodicité de formation est estimée entre 4 et 18 ans. Ces périodicités sont similaires à celles observées à partir des analyses en ondelettes réalisées sur les chroniques de marée et de houle de la zone d'étude, et sur une chronique d'indice NAO. Les discontinuités de 2nd ordre, préservées dans l'architecture interne dunaire, sont interprétées comme des surfaces érosives dues à une inversion temporaire de migration des dunes, provoquée par des évènements de tempêtes exceptionnelles. Leur mise en place semble oblitérer plusieurs discontinuités de 2nd ordre formées précédemment pendant des épisodes de houles plus faibles. Les fluctuations climatiques à moyen terme qui contrôlent la variabilité des événements de tempête sont présentées comme étant le facteur principal influençant la dynamique des dunes sur le long terme. Ce champ dunaire exceptionnel de la Manche orientale, permet par cette étude à échelles spatiale et temporelle emboîtées, d'avancer de nouvelles interprétations quant aux modalités de la mobilité des dunes sous-marines. Ces résultats peuvent répondre à des préoccupations appliquées telles que la sécurité maritime, l'enfouissement ou le dégagement d'objets.

Mots-clés : dunes sous-marines, morphodynamique, marée, tempêtes, mesures *in-situ*, calculs de flux sédimentaires.

Dune morphodynamics in the context of macrotidal continental shelf (Eastern English Channel). Multi temporal and spatial scale approaches.

Submarine dune dynamics is studied in the context of a macrotidal continental shelf subjected to the swell action. Off Dieppe (Eastern English Channel), the gravelly-sand seabed is moulded by dunes and sand banks, and characterized by gradients in hydrodynamics, morphologies and sediment grain-size, which are studied according to various spatial (grain, dune, gradient) and temporal scales (moment, semi-diurnal and semi-lunar tidal cycles, year, several decades). Multivaried analysis, carried out on morphological, sedimentary and hydrodynamic parameters, showed that the sediment grain-size and sediment availability are the main controlling factors of the morphology and the dynamics of the dunes. The inter-dune variability is more pronounced than the intra-dune variability, when sediment and benthic characteristics are considered. Over a 56-year period, repeated bathymetric surveys show a decrease in dune migration rates when observation periods are longer, implying a significant and frequent oscillation of dune displacements. On periods longer than one year, the dune movement concern the whole sedimentary bedform and the direction coincides with that of the residual of tide. On the semi-diurnal to the semi-lunar tidal cycle timescales, dune displacements are often confined in the crest zone. It seems that sedimentary budget is reorganized along the dune field and not at the scale of each single dune. Sediment flux calculations (bedload, non-uniform sediment) show that waves, even weak, can reverse residual sedimentary transport direction and increase the amount of transported sediments (from 10 to 100 times more for significant wave height of 1.5 m, and up to 1000 times more for annual waves). VHR seismic measurements make it possible to visualize dune internal architecture. 0.5 to 4 ° dipping discontinuities (second- order) constitute the dune master-bedding and their periodicity of formation is estimated to be included between 4 and 18 years. These periodicities are similar to those observed from the wavelet analysis carried out on the chronicles of tide and wave time-series recorded in the study area, and on a NAO index chronicle. Preserved second-order discontinuities are interpreted as erosive surfaces due to a temporary inversion of dune migration, caused by exceptional storm events. Their formation seems to obliterate several second-order discontinuities formed previously during weaker wave events. The medium term climatic fluctuations, which control the variability of the storm events, are presented as being the main factor influencing dune dynamics on the long term. This study of an exceptional dune field in the Eastern English Channel, according to various spatial and temporal scales, allows to put forward new interpretations as for modalities of the mobility of submarine dunes. These results can answer applied concerns, such as maritime safety, the hiding objects.

Keywords: Submarine dunes, Morphodynamics, Tide, Storms, *in-situ* measurements, Sediment flux calculations.